

**Mitteilungen des Instituts für Werkstoffe und Mechanik im Bauwesen der
Technischen Universität Darmstadt**

Herausgegeben von

Univ.-Prof. Dr.-Ing. Ulvi Arslan

Univ.-Prof. Dr.-Ing. Jens Schneider

Univ.-Prof. Dr.-Ing. Jan Wörner



TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DARMSTADT

Experimentelle und numerische Untersuchungen zum Wärmetransportverhalten oberflächennaher, durchströmter Böden

Dipl.-Ing. Heiko Huber

Huber, Heiko:

Experimentelle und numerische Untersuchungen zum Wärmetransportverhalten oberflächennaher, durchströmter Böden

Heft 40 – Mitteilungen des Instituts für Werkstoffe und Mechanik im Bauwesen der
Technischen Universität Darmstadt, 2013
ISSN 1433 - 7789

Eigenverlag:

Technische Universität Darmstadt
Institut für Werkstoffe und Mechanik im Bauwesen
Petersenstraße 12
64287 Darmstadt
Tel.: +49(0)6151/16-2537
E-Mail: arslan@iwmb.tu-darmstadt.de

Experimentelle und numerische Untersuchungen zum Wärme- transportverhalten oberflächennaher, durchströmter Böden

Dipl.-Ing. Heiko Huber

Fachbereich Bauingenieurwesen und Geodäsie
Institut für Werkstoffe und Mechanik im Bauwesen
Univ.-Prof. Dr.-Ing. Ulvi Arslan



TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DARMSTADT

Vom Fachbereich Bauingenieurwesen und Geodäsie der
Technischen Universität Darmstadt genehmigte

Dissertation

von

Dipl.-Ing. Heiko Huber
aus Seeheim-Jugenheim

Referent:
Univ.-Prof. Dr.-Ing. Ulvi Arslan

Korreferenten:
Univ.-Prof. Dr. rer. nat. Ingo Sass
Univ.-Prof. Dr.-Ing. Jens Schneider

Tag der Einreichung: 22.10.2012
Tag der mündlichen Prüfung: 18.12.2012

*Remember why you came and while you're alive
experience the warmth before you grow old*

Brandon Boyd

Kurzfassung

Durch experimentelle Untersuchungen in einem Wärmeleitungs- und Wärmeströmungsversuchsstand wurde eine umfangreiche Datenbasis grundwasserdurchströmter geothermischer Systeme geschaffen. Die experimentellen Untersuchungen konzentrierten sich auf praxisrelevante Strömungsgeschwindigkeiten und Heizleistungsbereiche, um eine sinnvolle Erweiterung der aktuell verfügbaren Messdaten zu erreichen. Mit Hilfe von experimentellen Untersuchungen in zwei geothermischen Feldversuchsständen konnte die Übertragbarkeit der Datenbasis auf geothermische Systeme in-situ festgestellt werden. Durch ein anhand der experimentellen Daten kalibriertes und validiertes numerisches Modell konnte die geschaffene Datenbasis in numerischen Untersuchungen über die experimentellen Untersuchungsgrenzen von Mittel- bis Grobsand hinaus auf Schluff, Feinsand und Kies übertragen werden.

Auf Grundlage der Datenbasis wurden Empfehlungen zur Dimensionierung geothermischer Systeme unter Berücksichtigung der Grundwasserfließgeschwindigkeit entwickelt. Der Zusammenhang der Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit von Sanden in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit wurde quantitativ erfasst und in tabellarischer Form für schwach wasserführende, wasserführende und stark wasserführende Sande zusammengefasst. Somit ist es bei der Anwendung in der Ingenieurpraxis möglich, nicht nur entsprechend gängiger Tabellenwerke zwischen Wärmeleitfähigkeiten für trockenen, feuchten oder wassergesättigten Sand zu differenzieren, sondern auch zwischen effektiven Wärmeleitfähigkeiten schwach wasserführender, wasserführender und stark wasserführender Sande zu unterscheiden, was einen wichtigen Beitrag zur Weiterentwicklung der rationellen Energieverwendung darstellt.

Abstract

An extensive database of groundwater influenced geothermal systems was developed by the experimental investigation with a conduction and convection laboratory device. The experimental investigation concentrated on groundwater flow velocities and thermal loads with practical relevance, thereby being a reasonable extension for currently available measuring data concerning groundwater flow influenced geothermal systems. The transferability of the database to geothermal systems in-situ was proofed via experimental investigation in two geothermal field test sites. By the means of a numerical model, which was calibrated and validated with the experimental database, an extension of the experimental investigation range of middle to coarse sand was reached to silt, fine sand and gravel.

With help of the database recommendations for the dimensioning of groundwater influenced geothermal systems were given. The correlation between the increase of the effective thermal conductivity of sands and the groundwater flow velocity was quantitatively determined and summarized in tabular form for weakly aquiferous, aquiferous and strongly aquiferous sands. Therefore, it is possible to distinguish in practical engineering between effective thermal conductivities not only for dry, moist and water-saturated sand according to common literature but also for weakly aquiferous, aquiferous and strongly aquiferous sands, which means an important contribution to the development of renewable energies.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	i
Abstract	i
Inhaltsverzeichnis	ii
1. Einleitung und Zielsetzung	1
1.1. Eingliederung in die Geothermie	1
1.2. Zielsetzung	4
2. Theoretische Grundlagen	5
2.1. Kontinuumsmechanische Beschreibung poröser Medien	5
2.2. Hydrodynamische Grundlagen	7
2.3. Thermodynamische Grundlagen	11
2.3.1. Wärmetransportmechanismen	12
2.3.2. Wärmetransport im Mehrphasenkörper Boden	16
2.3.3. Analytische Lösungen der Wärmetransportgleichung	20
2.4. Grundlagen numerischer Modellierung	24
3. Stand der Forschung und Technik	28
3.1. Verfahren zur Ermittlung geothermischer Kennwerte	28
3.1.1. Geothermal Response Test (GRT)	28
3.1.2. Enhanced Geothermal Response Test (EGRT)	30
3.2. Verfahren zur Ermittlung hydrogeologischer Kennwerte	33
3.2.1. Ableitung der Durchlässigkeit aus der Kornverteilung	33
3.2.2. Grundwasserfluss-Visualisierung (GFV)	33
3.3. Modellversuche im Labor	34
3.4. Versuchseinrichtungen im Feld	36
3.5. Verfahren zur numerischen Modellierung geothermischer Systeme	37
3.5.1. Numerische Modelle geothermischer Systeme	37
3.5.2. Numerische Modelle geothermischer Systeme bei Grundwasserströmung	39
4. Eigene experimentelle Laboruntersuchungen	42
4.1. Versuchsaufbau	42
4.2. Versuchsvorbereitung	46
4.3. Versuchsdurchführung und -auswertung	51
4.4. Versuchsergebnisse	59
5. Eigene experimentelle Felduntersuchungen	62
5.1. Projektstandort Lichtwiese	62
5.1.1. Standortbeschreibung	62
5.1.2. Versuchsvorbereitung	65
5.1.3. Versuchsdurchführung und -auswertung	70
5.1.4. Versuchsergebnisse	80
5.2. Projektstandort Strausberg	82
5.2.1. Standortbeschreibung	82
5.2.2. Versuchsvorbereitung	84

5.2.3.	Versuchsdurchführung und -auswertung	88
5.2.4.	V Versuchsergebnisse	104
6.	Eigene numerische Untersuchungen	106
6.1.	Das numerische Modell	106
6.2.	Diskretisierung des numerischen Modells, Anfangs- und Randbedingungen	110
6.3.	Plausibilitätskontrolle zur Modellverifizierung	113
6.4.	Sensitivitätsanalyse	113
6.5.	Kalibrierung des numerischen Modells	121
6.6.	Validierung des numerischen Modells	122
6.7.	Extrapolation der experimentellen Datenbasis	125
6.8.	Ergebnisse der numerischen Untersuchungen	128
7.	Empfehlungen für die Ingenieurpraxis	129
8.	Zusammenfassung	131
9.	Anhang	132
	Abbildungsverzeichnis	133
	Tabellenverzeichnis	135
	Symbolverzeichnis	136
	Abkürzungsverzeichnis	138
	Literaturverzeichnis	139
	Lebenslauf	151

1. Einleitung und Zielsetzung

1.1. Eingliederung in die Geothermie

Das Kernthema dieser Arbeit ist das Wärmetransportverhalten des Untergrunds, das im Allgemeinen unter den Begriff Geothermie fällt. Das Wort Geothermie leitet sich von den griechischen Worten Geos (Erde) und Thermos (Wärme) ab und wird synonym zum deutschen Begriff Erdwärme verwendet. Geothermie umfasst alle Themen im Zusammenhang mit der Energie, die unterhalb der Erdoberfläche in Form von Wärme gespeichert ist.

Geothermische Energie zählt zu den vielversprechendsten erneuerbaren Energien. Erneuerbare Energien schonen die Ressourcen der Erde und minimieren die Kohlendioxidemission. Anders als bei den meisten übrigen erneuerbaren Energien, die direkt oder indirekt von der Sonne gespeist werden, entsteht Erdwärme zum größten Teil beim Zerfall natürlicher, langlebiger radioaktiver Isotope in der kontinentalen Erdkruste. Geothermische Energie ist dadurch weitestgehend jahreszeit-, tageszeit- und witterungsunabhängig. Neben der Gebäudetemperierung bietet Geothermie die Möglichkeit einer grundlastfähigen Stromproduktion.

Mit einem durchschnittlichen geothermischen Gradienten von etwa 3°C pro 100 m Tiefe weisen rund 99 % der Erde eine höhere Temperatur als 1.000°C auf. Von dem verbleibenden Prozent sind immer noch 99 % heißer als 100°C . Die Temperatur im inneren Erdkern beträgt nach verschiedenen Schätzungen etwa 5.000°C bis 7.000°C . Dieses in der Erde gespeicherte Energiepotenzial gilt nach menschlichen Maßstäben als unerschöpflich.

Bei der wirtschaftlichen Nutzung des geothermischen Energiepotenzials kommen verschiedene Entzugstechnologien in unterschiedlichen Tiefen- und Temperaturbereichen zum Einsatz (Abbildung 1). Die Tiefenbereiche geothermischer Systeme können im Allgemeinen in oberflächennahe Bereiche bis etwa 400 m unter Geländeoberkante (m u GOK) und in tiefe Bereiche unterteilt werden. Die Vielzahl von Entzugstechnologien wird im Folgenden unter dem Begriff geothermisches System zusammengefasst. Auf eine detaillierte Beschreibung der Funktionsweisen und Unterschiede der einzelnen offenen oder geschlossenen geothermischen Systeme wird verzichtet. Detaillierte Ausführungen hierzu werden in [Kaltschmitt et al. 1999; VDI-4640-2 2001] gegeben.

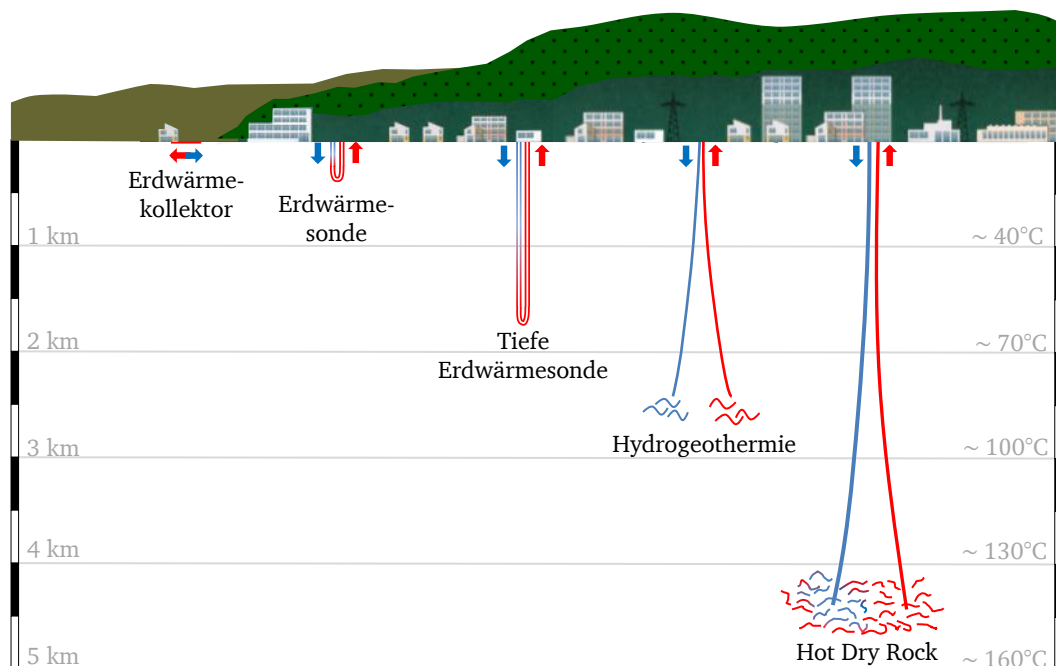


Abbildung 1: Schematische Darstellung geothermischer Systeme nach [fesa e. V. 2005]

In Deutschland wurden im Jahr 2011 etwa 0,019 TWh Strom und 6,3 TWh Wärme durch geothermische Systeme zur Endenergiebereitstellung beigetragen [BMU 2011]. Dies entspricht etwa 2,2 % der Summe der Endenergie, die von erneuerbaren Energien bereitgestellt werden. Der Anteil der erneuerbaren Energien im Jahr 2011 betrug 12,2 % des Endenergieverbrauchs. Erklärtes Ziel der Bundesregierung ist es, dass der Bruttoendenergieverbrauch bis 2050 zu 60 % durch erneuerbare Energien gedeckt wird [BMW & BMU 2011]. Hierfür ist es sinnvoll, die Dimensionierung geothermischer Systeme zu optimieren, um kosteneffizient maximale Wirkungsgrade einzelner Systeme zu erzielen und eine gegenseitige nachteilige Beeinflussung benachbarter Systeme zu vermeiden.

Bei der Dimensionierung kleinerer geothermischer Systeme bis zu einer installierten Leistung von 30 kW (geothermische Kategorie GtK1) werden die unbekannten geothermischen Parameter des Untergrunds über Erfahrungswerte z.B. nach [VDI-4640-1 2010] abgeschätzt. Die Vielzahl von geologischen und hydrogeologischen möglichen Gegebenheiten lässt die Angabe von geothermischen Parametern nur innerhalb grober Grenzen zu (Tabelle 1). Die Diskrepanz zwischen diesen Erfahrungswerten und in-situ vorliegenden Werten kann daher erheblich sein, was zu einer Über- oder Unterdimensionierung des Systems führen kann.

Gesteinstyp		Wärmeleitfähigkeit λ		Volumenbezogene	Dichte ρ
		Bandbreite	empfohlener Rechenwert	spez. Wärme- kapazität $\rho \cdot c$	
		[W m ⁻¹ K ⁻¹]	[W m ⁻¹ K ⁻¹]	[MJ m ⁻³ K ⁻¹]	[10 ³ kg m ⁻³]
Lockergesteine	Ton/Schluff, trocken	0,4 – 1,0	0,5	1,5 – 1,6	1,8 – 2,0
	Ton/Schluff, wassergesättigt	1,1 – 3,1	1,8	2,0 – 2,8	2,0 – 2,2
	Sand, trocken	0,3 – 0,9	0,4	1,3 – 1,6	1,8 – 2,2
	Sand, feucht	1,0 – 1,9	1,4	1,6 – 2,2	1,9 – 2,2
	Sand, wassergesättigt	2,0 – 3,0	2,4	2,2 – 2,8	1,9 – 2,3
	Kies/Steine, trocken	0,4 – 0,9	0,4	1,3 – 1,6	1,8 – 2,2
	Kies/Steine, wassergesättigt	1,6 – 2,5	1,8	2,2 – 2,6	1,9 – 2,3
	Geschiebemergel/-lehm	1,1 – 2,9	2,4	1,5 – 2,5	1,8 – 2,3
	Torf, Weichbraunkohle	0,2 – 0,7	0,4	0,5 – 3,8	0,5 – 1,1

Tabelle 1: Bandbreiten geothermischer Kennwerte nach [VDI-4640-1 2010]

Bei der Dimensionierung mittlerer und größerer geothermischer Systeme mit installierten Leistungen von über 30 kW (geothermische Kategorie GtK2 und GtK3) werden die geothermischen Kennwerte über Feld- und Laborversuche ermittelt und der Wärmetransport mittels numerischer Modellierung simuliert. Der Wärmetransport im Untergrund erfolgt über verschiedene Mechanismen wie Konduktion (Wärmeleitung), Konvektion (Wärmeströmung) und Radiation (Wärmestrahlung). Diese kommen einzeln oder in Kombination in den einzelnen Phasen des Mehrphasenmediums Boden vor.

Sowohl bei der Erkundung des Untergrundes über Feld- und Laborversuche als auch bei der numerischen Modellierung wird der Untergrund üblicherweise als Einphasenmedium idealisiert. Es wird nicht berücksichtigt, dass der Untergrund als ein Mehrphasenmedium aus der festen Phase (Bodenkörner oder Festgestein), der flüssigen Phase (Grund- oder Porenwasser) und der Gasphase (Luft im teilgesättigten Bereich) besteht. Die Wärmetransportmechanismen der einzelnen Phasen werden nicht unabhängig voneinander erfasst, sondern zu scheinbaren (im Folgenden wird der gebräuchlichere Begriff „effektiv“ verwendet) Werten verschmiert. Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Phasen werden nicht berücksichtigt.

Im teil- bzw. vollgesättigten Untergrund, gerade im Bereich von strömendem Grundwasser, sind die Berücksichtigung der einzelnen Wärmetransportmechanismen der flüssigen Phase, (der Gasphase) und der festen Phase sowie deren Wechselwirkungen für zuverlässige Berechnungsergebnisse von großer Bedeutung. Schon im Bereich geringer Grundwasserfließgeschwindigkeiten ist deshalb die Differenzierung des Wärmetransports in den konvektiven und konduktiven Anteil zwingend notwendig.

Nach den Ergebnissen aktueller Forschungen ist der Anteil an konvektiv übertragener Wärme am Gesamtwärmetransport schon ab einer Grundwasserfließgeschwindigkeit von etwa $0,01 \text{ m d}^{-1}$ erheblich [Spitler et al. 1999; Kleiner 2003; Pannike et al. 2006; Katsura et al. 2009a; Reuß et al. 2009; Hähnlein et al. 2010; Flemisch et al. 2011]. [Witte 2001] bezeichnet den Zuwachs der effektiven Wärmeleitfähigkeit eines geothermischen Systems bei steigenden Grundwasserfließgeschwindigkeiten als „dramatically“.

Experimentelle Untersuchungen im Labor (Kapitel 3.3) und im Feld (Kapitel 3.4) verschiedener Autoren zum Einfluss der Grundwasserfließgeschwindigkeit auf die Entzugsleistung von geothermischen Systemen deuten auf einen signifikanten Leistungszuwachs der untersuchten geothermischen Systeme bei steigender Grundwasserfließgeschwindigkeit hin. Experimentell gewonnene Messdaten über den Anteil konvektiv übertragener Wärme am Gesamtwärmetransport in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit sind jedoch in nicht ausreichender Form vorhanden [Glück 2008].

Durch verschiedene Autoren wurde der Einfluss der Grundwasserfließgeschwindigkeit auf geothermische Systeme numerisch untersucht (Kapitel 3.5). Hierbei konnte ein signifikanter Leistungszuwachs der modellierten geothermischen Systeme in Abhängigkeit der Aquifermächtigkeit und der Grundwasserfließgeschwindigkeit festgestellt werden. Hierzu heißt es jedoch:

„In einem nachfolgenden Projekt sollten die durchgeführten Modellierungen anhand einer geothermischen Anlage, in deren Umfeld Temperaturfühler verteilt sind, kalibriert werden.“

[Pannike et al. 2006]

[Bauer 2012] kommt im Zuge numerischer Untersuchungen zum Einfluss der Grundwasserströmung auf einen Erdwärmesondenspeicher zu dem Schluss, dass experimentelle Messdaten hierzu in für eine Validierung ausreichender Qualität zum heutigen Stand nicht verfügbar sind.

[Malm et al. 2010] merkt im Zuge experimenteller Untersuchungen zum Einfluss der Grundwasserströmung auf Erdwärmesondenfelder an:

„Momentan existieren noch keinerlei Regelungen oder Empfehlungen aus Fachkreisen, wie man bei der Dimensionierung eines Erdwärmesondenfeldes bei starkem Grundwasserfluss (effektive Wärmeleitfähigkeiten $\geq 7 \text{ W/(m K)}$) vorgehen sollte.

(...)

Eine unabhängige Forschungsarbeit über diese Problematik könnte Richtlinien festlegen aufgrund derer eine Handhabung der Dimensionierung von Erdwärmesondenfeldern bei starkem Grundwasserfluss möglich wäre.“

[Malm et al. 2010]

Zur Optimierung der Modellierung und der Dimensionierung von geothermischen Systemen ist deshalb eine umfangreiche, experimentell gewonnene Datenbasis grundwasserdurchströmter geothermischer Systeme zu schaffen. Unter Berücksichtigung dieser Datenbasis können Empfehlungen zur Dimensionierung geothermischer Systeme unter Berücksichtigung der Grundwasserfließgeschwindigkeit entwickelt werden.

1.2. Zielsetzung

Das Ziel dieser Arbeit ist es, anhand von experimentellen Untersuchungen im Feld und im Labor das Wärmetransportverhalten oberflächennaher, durchströmter Böden unter Berücksichtigung einzelner Wärmetransportmechanismen zu erfassen, um die Dimensionierung von geothermischen Systemen zu optimieren.

Die experimentellen Untersuchungen sollen sich auf praxisrelevante Strömungsgeschwindigkeiten und Heizleistungsbereiche konzentrieren, um eine sinnvolle Erweiterung der aktuell verfügbaren Messdaten durchströmter geothermischer Systeme zu erreichen. Mit der so geschaffenen Datenbasis wird das Wärmetransportverhalten des Untergrundes genauer charakterisierbar.

Weiterhin ist anhand der experimentell geschaffenen Datenbasis ein numerisches Modell zu entwickeln, zu kalibrieren und zu validieren. In numerischen Untersuchungen mit dem validierten Modell sind die experimentellen Daten über die Untersuchungsgrenzen hinaus zu extrapolieren.

Mit Hilfe der numerischen Untersuchungen sind auf Grundlage der experimentellen Datenbasis Empfehlungen bezüglich effektiver Wärmleitfähigkeiten von oberflächennahen, durchströmten Böden in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit für die Anwendung in der Ingenieurpraxis zu entwickeln.

Die experimentellen und numerischen Untersuchungen können zur Validierung und Optimierung aktueller geothermischer Berechnungsmodelle verwendet werden und können somit wichtige Erkenntnisse für eine genauere Berechnung des Wärmetransports im Untergrund liefern. Durch eine genauere Berechnung des Wärmetransports kann die Temperatúrausbreitung um geothermische Systeme infolge thermischer Lasten mit einer größeren Sicherheit bestimmt und so die Auslegung geothermischer Systeme optimiert werden.

Insgesamt kann ein Beitrag für die Weiterentwicklung der rationellen Energieverwendung geleistet werden.

Diese Arbeit reiht sich in ein Forschungsprogramm des Instituts für Werkstoffe und Mechanik im Bauwesen mit dem Titel:

“Energieoptimiertes Bauen - Experimentelle Untersuchungen zur Verifizierung eines Finite-Elemente-Mehrphasen-Modells für das Wärmetransportverhalten im Untergrund“

ein, das vom Bundesministerium für Wirtschaft und Technologie (BMWi) von Juni 2010 bis September 2012 finanziell gefördert wurde.

2. Theoretische Grundlagen

Nachfolgend werden die dieser Arbeit zugrunde liegenden kontinuumsmechanischen, hydrodynamischen, thermodynamischen und numerischen Grundlagen in knapper Form dargestellt.

2.1. Kontinuumsmechanische Beschreibung poröser Medien

Das makroskopisch unter dem Begriff „Boden“ zusammengefasste Medium stellt mikroskopisch ein Gemisch mehrerer, sich gegeneinander abgrenzender konstituierender Komponenten dar. Zur physikalischen Erfassung und mathematischen Beschreibung solcher Mehrkomponentenmedien wurden verschiedene theoretische Ansätze entwickelt. Umfangreiche Ausführungen hierzu können [Boer & Ehlers 1986; Boer 1998; Ricken 2002] entnommen werden.

Boden wurde bereits im 18. Jahrhundert als poröser Mehrkomponentenkörper definiert und hinsichtlich bodenmechanischer Problemstellungen durch [Euler 1768; Woltman 1794] untersucht. Sie beschrieben Boden erstmals als Mehrkomponentenkörper bestehend aus der porösen Festkörpermatrix und dem Porenraum, der ganz oder teilweise mit Fluiden gefüllt vorliegen kann. Durch [Gibbs 1877] wurde der Begriff der Phase eingeführt. Jede chemisch homogene Komponente eines Systems, die durch eine deutliche physikalische Grenze von allen anderen Komponenten getrennt ist, wird als Phase bezeichnet. Boden besteht demnach aus einer festen Phase (Korngerüst), einer (oder mehrerer) flüssigen Phase (Porenwasser) und / oder einer Gasphase (Porenluft).

Mischungstheorie

Erste Ansätze zur kontinuumsmechanischen Beschreibung poröser Medien wurden in [Jaumann 1911] vorgestellt. Darin wurde auf Basis der phänomenologischen Kontinuumstheorie ein geschlossenes System physikalischer und chemischer Differentialgleichungen für eine beliebige Anzahl Konstituierender entwickelt. Diese maßgeblich von [Biot 1941] weiterentwickelte Theorie wird als Mischungstheorie bezeichnet. Dabei wird angenommen, dass sich alle Konstituierenden eines Mehrkomponentenkörpers vollständig vermischen (Abbildung 2).

Jede Konstituierende nimmt gleichzeitig mit den übrigen Konstituierenden das gesamte Volumen des betrachteten Kontinuums ein, was zur Vorstellung eines Modells perfekter Unordnung, einem sogenannten verschmierten Modell führte. Die geometrische Beschreibung der komplexen Porenstruktur und genaue Lage der einzelnen Konstituierenden werden hierbei vernachlässigt. Sämtliche physikalischen Größen der einzelnen Konstituierenden wie beispielsweise Bewegung, Verzerrung, Spannung und Temperatur werden auf das Ersatzkontinuum bezogen. Interaktionen zwischen den Konstituierenden werden nicht berücksichtigt.

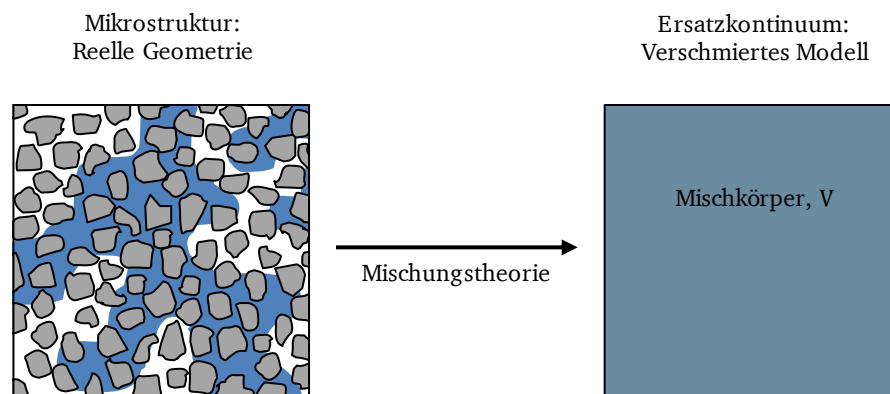


Abbildung 2: Modellvorstellung der Mischungstheorie

Konzept der Volumenanteile

Mit der Entwicklung des von [Woltman 1794] eingeführten Konzepts der Volumenanteile wurde erstmals versucht, die einzelnen Komponenten des Mehrkomponentenkörpers Boden getrennt voneinander zu erfassen. Das Konzept der Volumenanteile definiert die volumetrischen Anteile der einzelnen Komponenten am Gesamtvolumen des Mehrkomponentenkörpers Boden. Unter Verwendung des Begriffs der Phase besteht demnach ein Mehrphasenkörper φ aus den k_i Konstituierenden φ_α , wobei der Index α mit $\alpha = S$ für die Festkörpermatrix (Solid), mit $\alpha = L$ für die flüssige Phase (Liquid) und mit $\alpha = G$ für die Gasphase (Gaseous) steht (Abbildung 3).

$$\varphi = \sum_{\alpha=1}^{k_i} \varphi_\alpha \quad (2.1)$$

mit

$$\alpha \in S, L, G$$

Innerhalb eines Kontrollvolumens des Mehrphasenkörpers φ beschreibt der Volumenanteil n_α das Verhältnis des Partialvolumens dv_α der Phase α zum betrachteten Gesamtvolumen V .

$$n_\alpha(x, t) = \frac{dv_\alpha}{V} \quad (2.2)$$

Aus (2.1) und (2.2) folgt, dass die Summe der Volumenanteile aller konstituierender Phasen (2.3) genügen.

$$\sum_{\alpha=1}^{k_i} n_\alpha(x, t) = 1 \quad (2.3)$$

Die Summe der Partialvolumen aller Phasen entspricht dem betrachteten Gesamtvolumen, was als Sättigungsbedingung bezeichnet wird.

[Stefan 1871] untersuchte von Gas durchströmten Boden als Zweiphasenkörper und wandte im Zuge dieser Untersuchungen als erster das Konzept der Volumenanteile im Rahmen einer kontinuumsmechanischen Theorie für poröse Körper an.

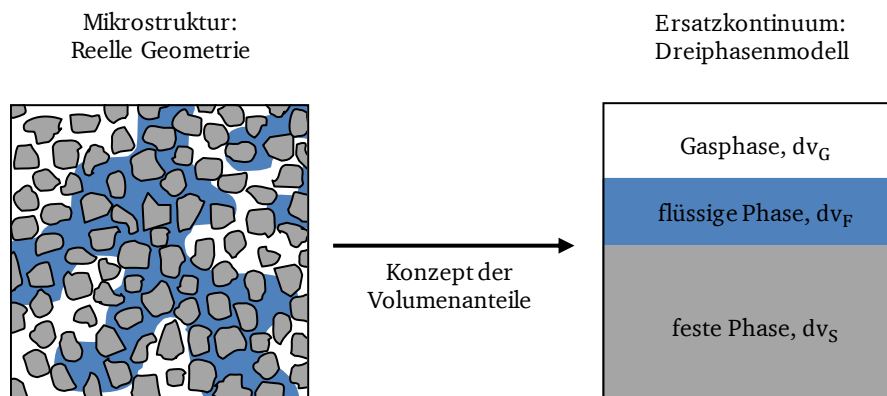


Abbildung 3: Modellvorstellung des Konzepts der Volumenanteile

Theorie poröser Medien

[Fillunger 1936] führte getrennte, über eine Aktionskraft gekoppelte Bewegungsgleichungen für Festkörper und Fluid ein. Auf diesen Ansätzen Fillungers aufbauend veröffentlichten [Heinrich & Desoyer 1955] und [Truesdell 1957] ihre Theorie zur differenzierten Untersuchung aller einzelnen, sich gegenseitig beeinflussenden Konstituierenden im Rahmen einer geschlossenen Kontinuumstheorie. Sie erweiterten erstmals die Mischungstheorie um den Ansatz der Volumenanteile. Diese um das Konzept der Volumenanteile erweiterte Mischungstheorie wird heute als Theorie poröser Medien bezeichnet (Abbildung 4).

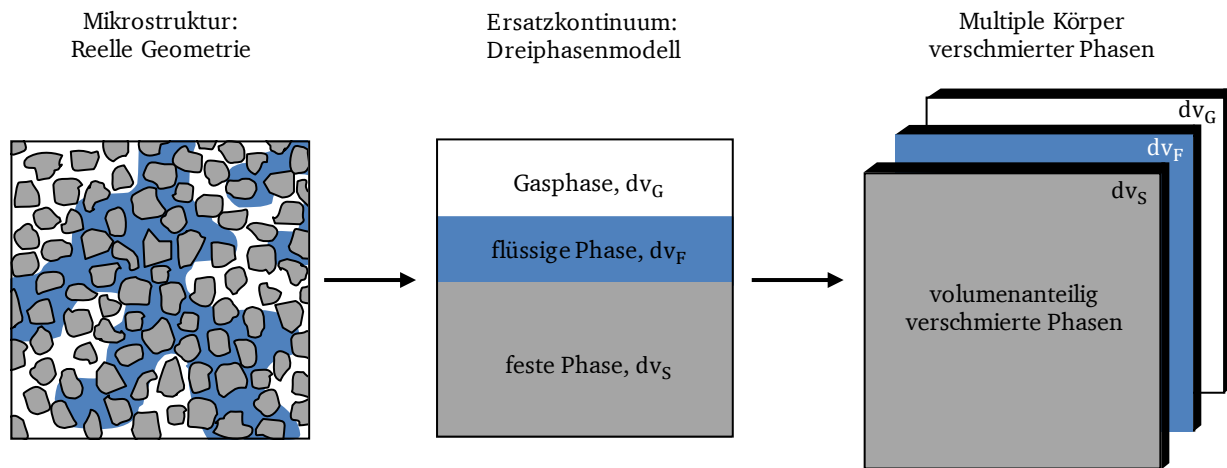


Abbildung 4: Modellvorstellung der Theorie poröser Medien

Nach der Theorie poröser Medien wird für jede Phase eine eigene Bilanzgleichung für Masse und Bewegungsgrößen aufgestellt. Aus der Summe dieser materialunabhängigen Bilanzgleichungen aller Phasen folgt die Gleichung des Mehrphasenkörpers. Innere Wechselwirkungen der Phasen werden hierbei durch makroskopische Kopplungsgrößen berücksichtigt.

So kann beispielsweise die Partialdichte ρ_α definiert und eine Kopplung zwischen der realen Dichte $\rho_{\alpha,R}$ der Mikroebene und der Partialdichte in der Makroebene vorgenommen werden.

$$\rho_\alpha = n_\alpha \rho_{\alpha,R} \quad (2.4)$$

Analog können alle weiteren Kennwerte als statistische Mittel den einzelnen Konstituierenden zugeordnet werden.

2.2. Hydrodynamische Grundlagen

Die Hydrodynamik behandelt als Teilgebiet der Strömungslehre die Bewegung von Fluiden. Nachfolgend werden hydrodynamische Grundlagen zur mechanischen Erfassung der Grundwasserströmung erläutert. Umfangreiche Ausführungen zur Hydrodynamik werden unter anderem in [Bear 1972; Herth 1973; Hölting & Coldewey 2008] gegeben.

In dieser Arbeit werden durchströmte, wassergesättigte Böden behandelt. Von einem wassergesättigten Boden spricht man, wenn sich der betrachtete Bodenkörper unterhalb des Kapillarsaums befindet. Der Anteil der Gasphase ist in diesem Fall vernachlässigbar klein, es handelt sich um ein Zweiphasensystem bestehend aus einer festen Phase, dem Korngerüst und einer flüssigen Phase, dem Grundwasser (Abbildung 5).

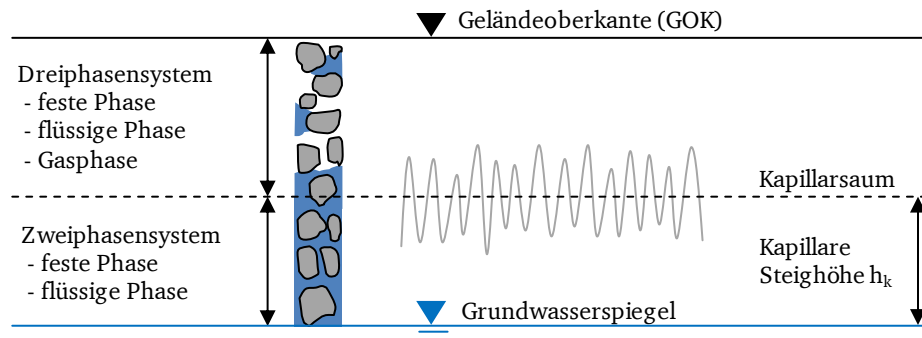


Abbildung 5: Betrachtetes Modell des Zweiphasensystems nach [Bear 1972]

Theorie der Grundwasserströmung (Filterströmung, Strömung durch poröse Medien)

Die Theorie der Grundwasserströmung beschreibt Grundwasserströmung als ein Vektorfeld der Filtergeschwindigkeiten. Die Grundwasserfließgeschwindigkeit durch ein poröses Medium wurde maßgeblich durch [Darcy 1856] untersucht. Nach dem Darcyschen Gesetz ist die von ihm eingeführte Filtergeschwindigkeit einer laminaren Grundwasserströmung im stationären Zustand gleich dem Durchfluss pro Einheitsquerschnitt des durchströmten Bodens. Der Durchfluss resultiert aus der Energiehöhendifferenz pro Längeneinheit des zurückgelegten Fließwegs, was als hydraulisches Gefälle bezeichnet wird und dem Durchlässigkeitsbeiwert, einer Materialeigenschaft des porösen Mediums. In (2.5) und im Weiteren wird der hydrodynamische Durchfluss mit dem Formelzeichen Q_h definiert, um Verwechslungen mit der später eingeführten Wärme Q zu vermeiden.

$$v = \frac{Q_h}{A} = -k \frac{\Delta h}{\Delta l} = -k i \quad (2.5)$$

mit

v	= Filtergeschwindigkeit [$\text{m}^3 \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$]
Q_h	= Durchfluss [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]
A	= Querschnittsfläche [m^2]
k	= Durchlässigkeitsbeiwert [m s^{-1}]
i	= hydraulischer Gradient [-]
Δh	= Energiehöhendifferenz [m]
Δl	= durchströmte Länge (Fließweg) [m]

Energiehöhe

Die Energiehöhe folgt aus einer Abwandlung des Energieerhaltungssatzes, der Bernoullischen Energiegleichung zur Höhengleichung (2.6).

$$\frac{E}{\gamma V} = h = z + \frac{u}{\rho g} + \frac{v_w^2}{2g} = \text{konstant} \quad (2.6)$$

mit

E	= Energie [$\text{kg m}^2 \text{s}^{-2}$]
γ	= Wichte [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-2}$]
V	= Volumen [m^3]
h	= Energiehöhe [m]
z	= geodätische Höhe [m]
u	= Porenwasserdruck [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$]
ρ	= Dichte [kg m^{-3}]
g	= Erdbeschleunigung [m s^{-2}]
v_w	= Abstandsgeschwindigkeit [m s^{-1}]

Die Energie einer idealen Flüssigkeit, bezogen auf ein Einheitsvolumen und ihre Wichte, ist eine längenartige Größe und wird als Energiehöhe bezeichnet. Diese setzt sich aus der geodätischen Höhe zu einem Bezugshorizont, der Druckhöhe und der Geschwindigkeitshöhe zusammen und ist für stationäre Strömungen idealer Flüssigkeiten konstant.

Aufgrund der quadratisch einfließenden kleinen Grundwasserfließgeschwindigkeiten im Bereich von etwa 10^{-5} m s^{-1} nimmt der Term der Geschwindigkeitshöhe für den Fall natürlicher Grundwasserströmung im Vergleich zur geodätischen Höhe und zur Druckhöhe eine vernachlässigbare Größe ein. Es folgt:

$$h = z + \frac{u}{\rho g} \quad (2.7)$$

und somit die Filtergeschwindigkeit:

$$v = -k \left(\nabla z + \frac{\nabla u}{\rho g} \right) \quad (2.8)$$

Zur Beschreibung der Grundwasserfließgeschwindigkeit wird neben der Darcyschen Filtergeschwindigkeit, die eine fiktive Fließgeschwindigkeit darstellt, auch die Bahngeschwindigkeit oder die Abstandsgeschwindigkeit verwendet.

Die Bahngeschwindigkeit ist definiert als wahre Fließgeschwindigkeit eines Wasserteilchens auf der exakten Bahn durch das Korngerüst des porösen Mediums. Entlang des Fließwegs variiert die Bahngeschwindigkeit und ist aufgrund der unbekannten Korngerüstgeometrie nicht exakt zu beschreiben.

Die (mittlere) Abstandsgeschwindigkeit (oder Porengeschwindigkeit) ist definiert als reale, mittlere Fließgeschwindigkeit, mit der ein Wasserteilchen eine geradlinige, horizontale Strecke in einer bestimmten Zeit zurücklegt. Über die untersuchte Strecke entspricht die Abstandsgeschwindigkeit der Filtergeschwindigkeit pro effektivem Porenanteil (2.9).

$$v_w = \frac{v}{n_{\text{eff}}} \quad (2.9)$$

mit

$$\begin{aligned} v_w &= \text{Abstandsgeschwindigkeit [m s}^{-1}\text{]} \\ n_{\text{eff}} &= \text{effektiver Porenanteil [-]} \end{aligned}$$

Porenanteil

Der Porenanteil beschreibt im wassergesättigten Boden das Verhältnis des Porenvolumens zum betrachteten Gesamtvolumen des Mehrphasenkörpers (2.10).

$$n = \frac{V_P}{V} = \frac{V_F}{V} \quad (2.10)$$

mit

$$\begin{aligned} n &= \text{(gesamter) Porenanteil [-]} \\ V_P &= \text{Porenvolumen [m}^3\text{]} \\ V_F &= \text{Volumen der flüssigen Phase [m}^3\text{]} \\ V &= \text{Gesamtvolumen des Mehrphasenkörpers [m}^3\text{]} \end{aligned}$$

$$n_{\text{eff}} = n - n_{\text{HW}} \quad (2.11)$$

mit

n_{eff} = effektiver Porenanteil [-]
 n_{HW} = Haftwasser Porenanteil [-]

Bei der Ermittlung von Kennwerten von Mehrphasenkörpern, wie zum Beispiel dem Porenanteil, ist die Wahl der Größe des untersuchten Kontrollvolumens entscheidend. Wird das zu untersuchende Kontrollvolumen zu klein gewählt, variiert die Größe des betrachteten Kennwerts aufgrund der Heterogenität der Phasen in Abhängigkeit der Lage des Kontrollvolumens (Abbildung 6).

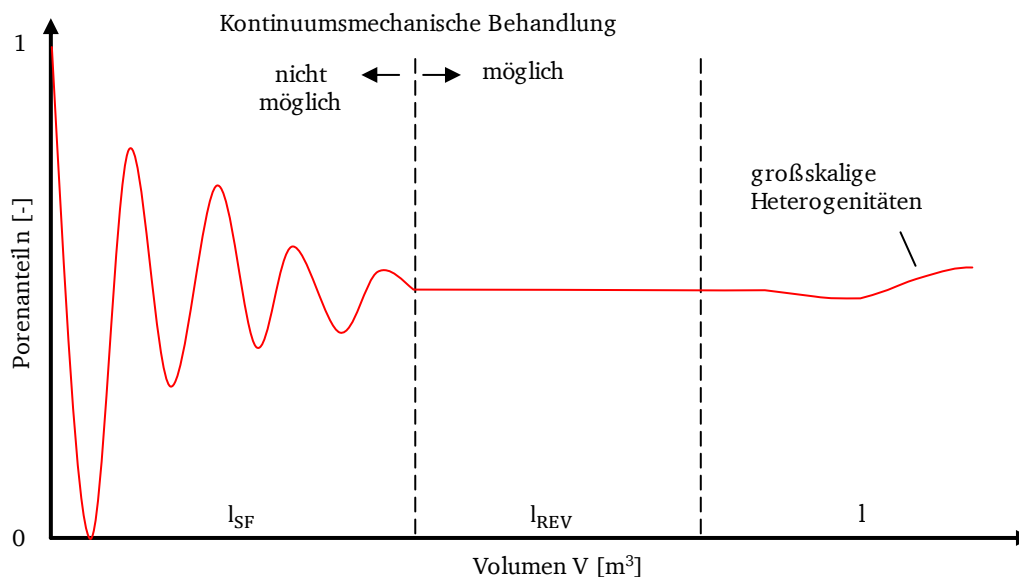


Abbildung 6: Einfluss der Größe des untersuchten Kontrollvolumens nach [Bear 1972]

Erst ab einer bestimmten Größe hat die Lage des Kontrollvolumens aufgrund der statistischen Verteilung der Phasen keinen Einfluss mehr auf die Größe des betrachteten Kennwerts. Das Volumen, bei dessen Vergrößerung sich die Größe des betrachteten Kennwerts, für den das Volumen repräsentativ ist, nicht mehr ändert, wird als repräsentatives Elementarvolumen (REV) bezeichnet. Wird das zu untersuchende Kontrollvolumen zu groß gewählt, machen sich großskalige Heterogenitäten bemerkbar, die wiederum einen Einfluss auf die Größe des betrachteten Kennwerts haben.

Durchlässigkeitsbeiwert

Die Filtergeschwindigkeit des Grundwassers hängt neben dem hydraulischen Gefälle von dem Durchlässigkeitsbeiwert ab (2.5). Somit ist der Durchlässigkeitsbeiwert die entscheidende Materialeigenschaft des porösen Mediums für die Konvektion. Während die Wärmeleitfähigkeit des Mehrphasenmediums als maßgebende Materialeigenschaft für die Konduktion in verschiedenen Böden nur gering variiert (zwischen $0,2$ und $3,1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, Tabelle 1), weist der Durchlässigkeitsbeiwert in denselben Böden eine deutlich größere Bandbreite (zwischen $< 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ und $> 10^{-2} \text{ m s}^{-1}$, Tabelle 2) auf und bedarf daher besonderer Sorgfalt bei der Ermittlung.

Lockergesteine	Durchlässigkeitsbeiwert k [m s ⁻¹]
Reiner Kies	über 10^{-2}
Sandiger Kies, Mittel-, Grobsand	über 10^{-4} bis 10^{-2}
Feinsand, schluffiger Sand	über 10^{-6} bis 10^{-4}
Schluff, toniger Schluff	10^{-8} bis 10^{-6}
Ton, schluffiger Ton	unter 10^{-8}

Tabelle 2: Bandbreiten des Durchlässigkeitsbeiwertes nach [DIN-18130-1 1998]

Die Durchlässigkeit ist neben der Gesteinsart sowie der Viskosität, der Dichte und der Temperatur des Wassers auch vom Porenanteil abhängig. Ein großer effektiver Porenanteil hat immer eine große Durchlässigkeit zur Folge (Abbildung 7). Im Folgenden werden entsprechend gängiger Fachliteratur die Durchlässigkeitsbeiwerte k , sofern sie in Feldversuchen ermittelt worden sind, mit dem Index f (k_f) hervorgehoben.

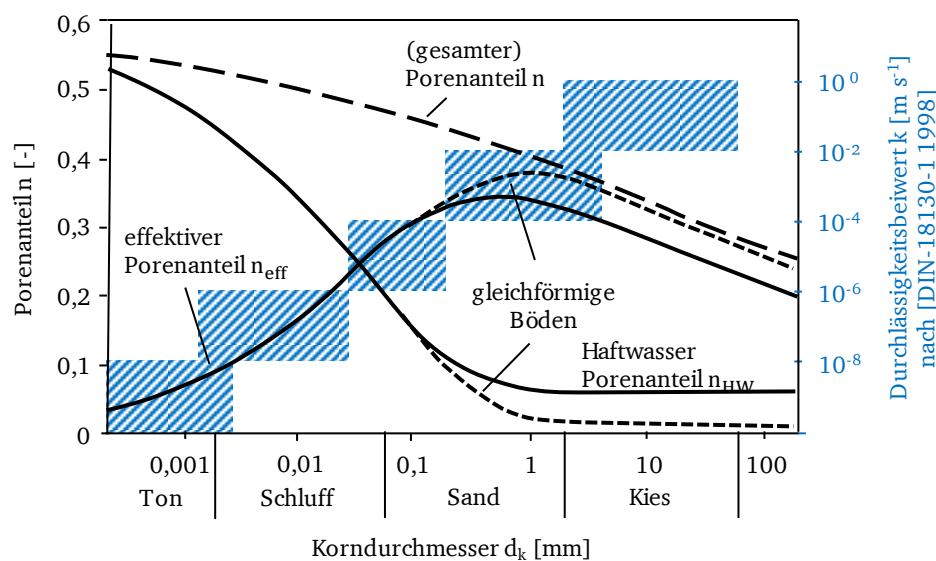


Abbildung 7: Zusammenhang zwischen Porenanteil und Durchlässigkeit nach [Hölting & Coldewey 2008]

2.3. Thermodynamische Grundlagen

Thermodynamik ist die Wissenschaft von den Erscheinungsformen der Energie, von den Prozessen der Energieumwandlung und von den thermischen Eigenschaften der Materialien. Die Gesetzmäßigkeiten, nach denen Wärmetransport zwischen Systemen unterschiedlicher Temperatur erfolgt, werden in der Thermodynamik beschrieben. Umfangreiche Ausführungen zu thermodynamischen Grundlagen können unter anderem [Bear 1972; de Marsily 1986; Häfner 1992] entnommen werden.

Der erste Hauptsatz der Thermodynamik (Energieerhaltungssatz) ist eine besondere Form der Energiebilanz der Mechanik. Demnach ist die Änderung der inneren Energie dU in einem geschlossenen, ruhenden System ($E_{kin} = 0$, $E_{pot} = \text{konst.}$) gleich der Summe der Änderung der Wärme δQ und der Änderung der Arbeit δW .

$$dU = \delta Q + \delta W \quad (2.12)$$

Die Wärme Q [W s] ist definiert als die Energie, die innerhalb eines Systems oder über dessen Grenzen transportiert wird. Wärme kann zu Temperaturänderungen eines Systems führen, muss dies aber nicht. So kann beispielsweise eine zugeführte Wärme einen Wechsel des Aggregatzustands bei gleichbleiben-

der Temperatur verursachen. Während die Temperatur als Zustandsgröße den Zustand eines Systems beschreibt, ist Wärme eine Prozessgröße, die ausschließlich bei Zustandsänderungen auftritt.

Der Wärmestrom \dot{Q} [W] ist die pro Zeiteinheit transportierte Wärmemenge. Wird ein Wärmestrom in ein geothermisches System eingebracht bzw. aus einem geothermischen System entzogen, spricht man von der Heiz-, bzw. Kühlleistung, oder allgemein von der thermischen Last.

$$\dot{Q} = \frac{Q}{t} \quad (2.13)$$

Die Wärmestromdichte \dot{q} [W m⁻²] ist der Wärmestrom pro Einheitsfläche.

$$\dot{q} = \frac{\dot{Q}}{A} = \frac{Q}{t A} \quad (2.14)$$

Durch Ableitung von (2.12) lässt sich aus dem Energieerhaltungssatz die Leistungsbilanz aufstellen.

$$\frac{dU}{dt} = \dot{Q} + \dot{W} \quad (2.15)$$

Dabei ist die zeitliche Änderung der inneren Energie über die spezifische Wärmekapazität c mit der zeitlichen Änderung der Temperatur im Kontrollvolumen V verknüpft. Die spezifische Wärmekapazität gibt an, welche Wärmemenge einem Material pro Kilogramm zugeführt werden muss, um dessen Temperatur um ein Kelvin zu erhöhen. Sie ist von verschiedenen Materialeigenschaften abhängig und wird häufig mit der Dichte ρ zur volumetrischen Wärmekapazität c_v zusammengefasst.

$$\frac{dU}{dt} = \rho \int_V c \frac{\partial T}{\partial t} dV \quad (2.16)$$

Der Wärmestrom \dot{Q} kann als das Integral der in das System einfließenden Wärmestromdichte \dot{q} über die Oberfläche ermittelt werden, wobei \bar{n} den Normalenvektor darstellt. Das Integral der Wärmestromdichte über die Oberfläche A eines Kontrollvolumens kann nach dem Gaußschen Integralsatz in das Volumenintegral der Divergenz von \dot{q} umgewandelt werden.

$$\dot{Q} = - \int_A \dot{q} \bar{n} dA = - \int_V \text{div}(\dot{q}) dV \quad (2.17)$$

Die Leistungsdichte \dot{W} stellt bei vernachlässigbaren Volumen- und Oberflächenkräften Wärmequellen bzw. -senken [W m⁻³] innerhalb des Kontrollvolumens dar. Aus (2.15), (2.16) und (2.17) folgt, dass die zeitliche Änderung der Temperatur T gleich der in das Kontrollvolumen einfließenden Wärmestromdichten \dot{q} sowie der inneren Wärmequellen und Wärmesenken \dot{W} ist.

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = -\text{div} \dot{q} + \dot{W} \quad (2.18)$$

2.3.1. Wärmetransportmechanismen

Der Transport von Wärme erfolgt über verschiedene Mechanismen stets von Gebieten höherer Temperatur zu Gebieten niedriger Temperatur, entsprechend dem zweiten Hauptsatz der Thermodynamik. Es wird unterschieden zwischen Konduktion (Wärmeleitung), Konvektion (Wärmeströmung) und Radiation (Wärmestrahlung).

Konduktion (Wärmeleitung)

Konduktion beschreibt Wärmetransport von energetisch höheren Molekülen zu Molekülen eines niedrigeren Energieniveaus ohne eine Massenbewegung. Konduktion erfolgt innerhalb eines Körpers, einer ruhenden Flüssigkeit oder eines ruhenden Gases mit unterschiedlichen Temperaturbereichen oder zwischen zwei benachbarten, unterschiedlich temperierten Körpern.

Die durch Konduktion hervorgerufene Wärmestromdichte \dot{q}_{kond} hängt nach dem ersten Fourierschen Gesetz zur Wärmeleitung linear mit dem Temperaturgradienten $\text{grad}(T)$ und der Proportionalitätskonstante λ zusammen, was als Wärmeleitungsgleichung für den homogenen, isotropen Fall bezeichnet wird (2.19).

$$\dot{q}_{\text{kond}} = -\lambda \text{grad}(T) \quad (2.19)$$

Mit λ wird im Weiteren die Wärmeleitfähigkeit bezeichnet, die eine temperaturabhängige Materialeigenschaft darstellt. Häufig wird die Wärmeleitfähigkeit auf die Dichte und die spezifische Wärmekapazität bezogen. Dieser Wert wird als Temperaturleitfähigkeit bezeichnet.

$$a = \frac{\lambda}{\rho c} \quad (2.20)$$

mit

a	= Temperaturleitfähigkeit [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]
λ	= Wärmeleitfähigkeit [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$]
c	= spezifische Wärmekapazität [$\text{W s kg}^{-1} \text{K}^{-1}$]

Als weiterer Kennwert, der in direktem Zusammenhang mit der Wärmeleitfähigkeit steht, wird auch der thermische Widerstand (in geothermischen Systemen als Bohrlochwiderstand) angegeben. Der thermische Widerstand ist umgekehrt proportional zur Wärmeleitfähigkeit und somit ein Maß für die Temperaturdifferenz, die in einem Material beim Hindurchtreten eines Wärmestroms entsteht.

Konvektion (Wärmeströmung)

Konvektion ist der an die Bewegung von Stoffteilchen gebundene Wärmetransport. In der Geothermie erfolgt Konvektion im oberflächennahen Bereich durch Grundwasserströmung, wenn Energie durch Fluidbewegung transportiert wird. Je nach Ursache der Bewegung wird zwischen freier (natürlicher) und erzwungener Konvektion unterschieden. Bei der freien Konvektion wird die Bewegung des Fluids aufgrund von unterschiedlichen geodätischen oder hydraulischen Druckhöhen verursacht. Von erzwungener Konvektion wird gesprochen, wenn die Strömung des Fluids durch äußere Kräfte (z. B. Energiehöhenunterschied bewirkt durch eine Pumpe) aufgezogen wird.

Die konvektive Wärmestromdichte \dot{q}_{konv} entspricht dem Wärmeinhalt des Fluids und dessen Relativgeschwindigkeit zum Festkörperskelett v_α .

$$\dot{q}_{\text{konv}} = (\rho c)_\alpha v_\alpha T_\alpha \quad (2.21)$$

Dispersion

Der konvektive Wärmestrom wird beeinflusst durch Dispersion. Thermische Dispersion beschreibt die Auffächerung der mit dem Trägerfluid transportierten Wärme, die durch die heterogene Verteilung der Strömungsgeschwindigkeiten innerhalb des Kontrollvolumens hervorgerufen wird. In Abhängigkeit der Größe des betrachteten Kontrollvolumens wird zwischen korngerüstbedingter Mikrodispersion (Größenbereich 10^{-3} m), kleinskaliger Makrodispersion (Größenbereich 10^0 m) und großskaliger Makrodispersion (Größenbereich 10^3 m) unterschieden.

$$\dot{q}_{\text{disp}} = (\rho c)_\alpha D_\lambda \text{ grad } (T) \quad (2.22)$$

mit

$$D_\lambda = \text{Dispersionskoeffizient } [\text{m}^2 \text{ s}^{-1}]$$

Die Größe der Dispersion wird durch die longitudinale und transversale Dispersivität und die Abstandsgeschwindigkeit des Grundwassers quantifiziert [Scheidegger 1957]. Die longitudinale Dispersivität in Fließrichtung ist in der Regel zehnmal größer als die transversale Dispersivität senkrecht zur Fließrichtung.

$$D_\lambda = \alpha_T v_w \delta_{xy} + (\alpha_T - \alpha_L) \frac{v_{w,x} v_{w,y}}{v_w} \quad (2.23)$$

mit

$$\begin{aligned} \alpha_L &= \text{Longitudinale Dispersivität } [\text{m}] \\ \alpha_T &= \text{Transversale Dispersivität } [\text{m}] \\ v_w &= \text{Abstandsgeschwindigkeit } [\text{m s}^{-1}] \\ \delta_{xy} &= \text{Kronecker-Delta } [-] \\ x, y &= \text{Koordinatenrichtungen } [-] \end{aligned}$$

Im Porengrundwasserleiter steigt die Dispersivität mit abnehmendem Porenanteil, zunehmendem Korndurchmesser und zunehmender Ungleichförmigkeitszahl [Klotz 1973]. In Laborversuchen wurden die longitudinalen Dispersivitäten unterschiedlicher Materialien zu 0,01 cm bis 1 cm bestimmt [Bertsch 1978]. Die in Feldversuchen ermittelten longitudinalen Dispersivitäten sind etwa zehnmal höher als die im Labor ermittelten longitudinalen Dispersivitäten.

Für Péclet-Zahlen $Pe < 3.000$, die bei oberflächennahen geothermischen Systemen mit geringen Grundwasserfließgeschwindigkeiten vorliegen, ist der Beitrag der Dispersion an der Wärmeausbreitung vernachlässigbar klein [Bear 1972].

Radiation (Wärmestrahlung)

Radiation beschreibt Wärmetransport durch Strahlung, also Emission und Absorption elektromagnetischer Wellen. Dabei ist die Strahlungsleistung eines Körpers abhängig von der Temperatur, der Oberfläche und der Oberflächenbeschaffenheit des Körpers sowie der Frequenz der Strahlung. Die maximal mögliche radiative Wärmestromdichte der von der Oberfläche eines schwarzen Körpers ausgesandten Wärmestrahlung findet bei sehr hohen Temperaturen im Vakuum statt und entspricht nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz der spektralspezifischen Intensität der schwarzen Strahlung integriert über den gesamten Wellenlängenbereich. Über die physikalischen Konstanten Boltzmann-Konstante, Planck'sches Wirkungsquantum und Lichtgeschwindigkeit ergibt sich daraus die radiative Wärmestromdichte eines schwarzen Körpers zur vierten Potenz der Temperatur und der Proportionalitätskonstante σ .

$$\dot{q}_{\text{rad, schw}} = \int_{\lambda_w=0}^{\lambda_w=\infty} i_{\lambda, s} d\lambda_w = \frac{2 \pi^5 k_B^4}{15 h_{\text{Pl}}^3 c^2} T^4 = \sigma T^4 \quad (2.24)$$

mit

$$\begin{aligned} \sigma &= \text{Stefan-Boltzmann-Konstante } ((5,6704 \pm 0,00004) \cdot 10^{-8}) [\text{W m}^{-2} \text{ K}^{-4}] \\ \lambda_w &= \text{Wellenlänge } [\text{m}] \\ i_{\lambda, s} &= \text{spektralspezifische Intensität der schwarzen Strahlung } [\text{W m}^{-3}] \\ k_B &= \text{Boltzmann-Konstante } (1,38 \cdot 10^{-23}) [\text{W s K}^{-1}] \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} h_{\text{Pl}} &= \text{Planck'sches-Wirkungsquantum } (6,626 \cdot 10^{-34}) \text{ [W s}^2\text{]} \\ c_{\text{Licht}} &= \text{Lichtgeschwindigkeit } (299.792.458) \text{ [m s}^{-1}\text{]} \end{aligned}$$

Die radiative Wärmestromdichte \dot{q}_{rad} eines nicht schwarzen Körpers lässt sich aus (2.24) und dem Emissionsverhältnis ε [-] berechnen (2.25). Das Emissionsverhältnis der meisten oberflächennah anliegenden Böden liegt bei etwa 0,7.

$$\dot{q}_{\text{rad}} = \varepsilon \sigma T^4 \quad (2.25)$$

Nach [Farouki 1986] nimmt bei oberflächennahen Untergrundtemperaturen von etwa 8°C – 15°C sowie im gesättigten Boden die Radiation einen Wert kleiner 1 % am Gesamtwärmetransport an und ist somit vernachlässigbar klein.

Wärmeübergang

Zwischen einem ruhenden, festen Körper und einem strömenden Fluid ungleicher Temperatur findet ein Wärmeübergang vom Körper höherer Temperatur zum Körper niedriger Temperatur statt. Der Wärmestrom über die spezifische Kontaktfläche A_{SF} [m² m⁻³] entspricht der Temperaturdifferenz ΔT beider Körper und der Proportionalitätskonstante h_{SF} .

$$\dot{q}_{\text{Aus}} = h_{\text{SF}} A_{\text{SF}} (T_{\text{S}} - T_{\text{F}}) \quad (2.26)$$

h_{SF} wird im Weiteren als Wärmeübergangskoeffizient [W m⁻² K⁻¹] bezeichnet und ist neben den thermodynamischen Materialeigenschaften der beteiligten Körper unter anderem auch abhängig von der Strömungsart (laminar oder turbulent).

Péclet-Zahl

Die nach Jean Claude Eugène Péclet benannte Péclet-Zahl gibt als dimensionslose Kennzahl das Verhältnis von konvektivem zu konduktivem Wärmestrom an. Sie entspricht dem Produkt von Reynolds-Zahl und Prandtl-Zahl und somit der charakteristischen Fließlänge, der Filtergeschwindigkeit, der Dichte, und der Wärmekapazität pro Wärmeleitfähigkeit (2.27).

Maßgebend für das Verhältnis von konvektivem zu konduktivem Wärmestrom ist also die charakteristische Länge des untersuchten Systems. Bei einer Péclet-Zahl größer 1 dominiert der konvektive Wärmestrom, während Systeme mit Péclet-Zahlen kleiner 1 von konduktivem Wärmestrom dominiert werden.

$$\text{Pe} = \text{Re Pr} = \frac{l v \rho c}{\lambda} = \frac{l^2 \rho c}{\lambda t} = \frac{\dot{Q}_{\text{konv}}}{\dot{Q}_{\text{kond}}} \quad (2.27)$$

mit

$$\begin{aligned} \text{Pe} &= \text{Péclet-Zahl [-]} \\ \text{Re} &= \text{Reynolds-Zahl [-]} \\ \text{Pr} &= \text{Prandtl-Zahl [-]} \\ l &= \text{charakteristische Fließlänge [m]} \\ v &= \text{Filtergeschwindigkeit [m s}^{-1}\text{]} \\ \rho &= \text{Dichte} \\ c &= \text{spezifische Wärmekapazität [W s kg}^{-1}\text{ K}^{-1}\text{]} \\ \lambda &= \text{Wärmeleitfähigkeit [W m}^{-1}\text{ K}^{-1}\text{]} \end{aligned}$$

Fourier-Zahl

Die nach Jean Baptiste Joseph Fourier benannte Fourier-Zahl (Fo) gibt als dimensionslose Kennzahl das Verhältnis der geleiteten zur gespeicherten Wärme an.

$$Fo = \frac{\lambda t}{\rho c l^2} \quad (2.28)$$

2.3.2. Wärmetransport im Mehrphasenkörper Boden

Im Mehrphasenkörper Boden findet Wärmetransport vorrangig konduktiv (innerhalb der festen und flüssigen Phase) und konvektiv (innerhalb der flüssigen Phase) statt. Der Anteil der Radiation und der Dispersion am Gesamtwärmetransport nimmt im Boden eine vernachlässigbare Größe an.

Lokales thermisches Ungleichgewicht (LTNE)

Unter Vernachlässigung der Radiation und der Dispersion resultiert die Änderung der Temperatur eines Kontrollvolumens im gesättigten Boden über die Zeit aus der Summe der konduktiven und konvektiven Wärmestromdichten der festen und flüssigen Phase, dem Wärmeübergang zwischen den Phasen und den vorliegenden Wärmequellen. Die Temperaturänderung der flüssigen Phase über die Zeit ergibt sich aus (2.18), (2.19), (2.21) und (2.26).

$$(\rho c)_F \frac{\partial T_F}{\partial t} = -(\rho c)_F v_F \operatorname{div}(T_F) + \operatorname{div}(\lambda_F \operatorname{grad} T_F) + h_{SF} A_{SF} (T_S - T_F) + \dot{W}_F \quad (2.29)$$

Die Temperaturänderung der festen Phase über die Zeit ergibt sich aus (2.18), (2.19) und (2.26).

$$(\rho c)_S \frac{\partial T_S}{\partial t} = \operatorname{div}(\lambda_S \operatorname{grad} T_S) + h_{SF} A_{SF} (T_F - T_S) + \dot{W}_S \quad (2.30)$$

Bei der Betrachtung der Wärmetransportgleichungen separiert nach flüssiger (2.29) und fester (2.30) Phase wird ein lokales thermisches Ungleichgewicht (local thermal non-equilibrium, LTNE) vorausgesetzt. Grundlegende Arbeiten hierzu wurden von [Anzelius 1926; Schumann 1929] vorgestellt. Ist die Temperatur der festen Phase ungleich der Temperatur der flüssigen Phase ($T_S - T_F \neq 0$) erfolgt ein Wärmetransport zwischen den Phasen. Hierbei spielt der Wärmeübergangskoeffizient h_{SF} eine entscheidende Rolle. Die Größe von h_{SF} ergibt sich aus einer Vielzahl von Faktoren wie z.B. der Korngeometrie, der Kornform, dem Porenanteil, der Strömungsart, der Strömungsgeschwindigkeit und den thermischen Eigenschaften der Phasen.

In [Dixon & Cresswell 1979; Wakao 1982; Whitaker 1983; Sozen & Vafai 1990; Polyakov et al. 1996; Nield et al. 2002; Kwan et al. 2008] wurden für ausgewählte Fälle Wärmeübergangskoeffizienten in Abhängigkeit von unterschiedlichen Kombinationen aus Korndurchmesser, Formbeiwert, Wärmeleitfähigkeit des Korngerüsts und des Fluids, spezifischer Wärmekapazität, Prandtl-, Darcy- und Reynolds-Zahl, Dichte sowie Viskosität und Geschwindigkeit des Fluids experimentell ermittelt. Eine Zusammenfassung von Arbeiten zur Abhängigkeit des Wärmeübergangskoeffizienten von verschiedenen Kennwerten wird in [Rees & Pop 2005] gegeben. [Wakao 1982] fassen experimentell bestimmte Werte für den Wärmeübergangskoeffizienten in porösen Medien verschiedener Autoren mit (2.31) zusammen.

$$h_{SF} = \frac{\lambda_F}{l_{SF}} (2 + 1,1 \operatorname{Pr}^{1/3} \operatorname{Re}^{0,6}) \quad (2.31)$$

mit:

l_{SF} = Länge im Porengrößenbereich [m]

Hierzu heißt es jedoch, dass Werte für h_{SF} nur für sehr begrenzte Spezialfälle vorliegen. Für poröse Medien komplexer Struktur oder Fluidbewegungen sind keinerlei empirische Werte vorhanden.

Numerische Untersuchungen von Wärmetransport in porösen Medien unter Berücksichtigung des lokalen thermischen Ungleichgewichts wurden unter anderem in [Quintard & Whitaker 1995; Quintard & Whitaker 1996; Vafai & Amiri 1998; Kuwahara et al. 2001; Baytaş 2003; Khashan et al. 2006; Malashetty et al. 2006; Kwan et al. 2008; Rees et al. 2008; Shivakumara et al. 2010; Lee et al. 2011] für verschiedene einfache Fälle vorgestellt.

Schlussfolgernd aus experimentellen und numerischen Untersuchungen werden in [Kaviany 1991] Hinweise gegeben, wann die detaillierte Betrachtung des LTNE nicht vernachlässigt werden kann. Demnach kann nur dann von einem lokalen thermischen Gleichgewicht (local thermal equilibrium, LTE) ausgegangen werden, wenn die Temperaturdifferenz der Phasen im Porengrößenbereich ΔT_{SF} , kleiner ist als die Temperaturdifferenz innerhalb des repräsentativen Elementarvolumens (REV) ΔT_{REV} und deutlich kleiner ist als die Temperaturdifferenz innerhalb der betrachteten Systemgrenzen ΔT_L (Abbildung 8).

$$\Delta T_{SF} < \Delta T_{REV} \ll \Delta T_L \quad (2.32)$$

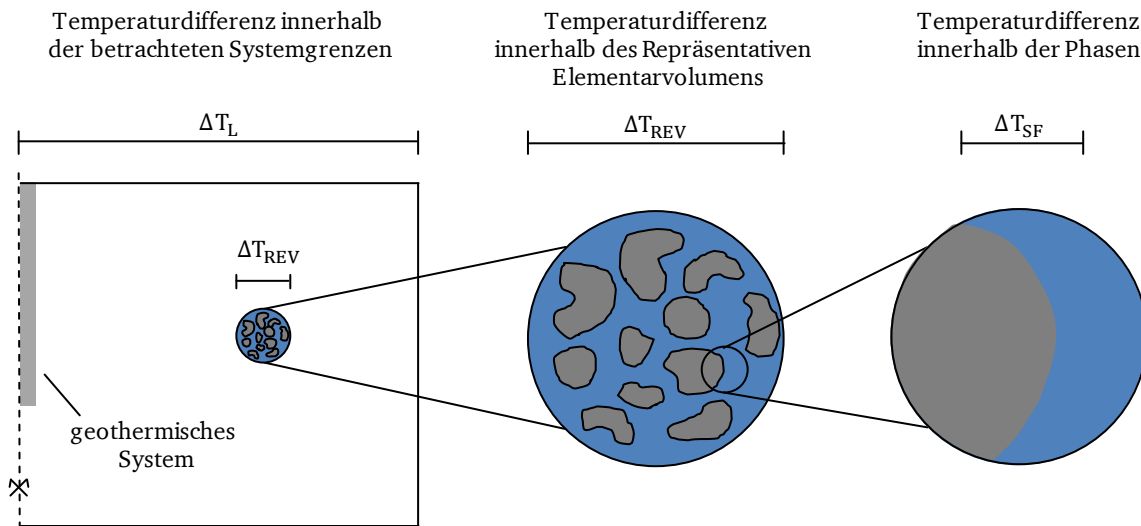


Abbildung 8: Längenskalen der Temperaturdifferenzen

Hinweise zur Abschätzung der Temperaturdifferenz zwischen der festen und flüssigen Phase im Porengrößenbereich werden in [Whitaker 1991; Quintard & Whitaker 1995] in Abhängigkeit vom Wärmeübergangskoeffizienten, der Austauschfläche und den Wärmeleitfähigkeiten der Phasen sowie der Größe der betrachteten Systemgrenzen gegeben.

In [Carbonell & Whitaker 1984] heißt es weiter, dass von einem lokalen thermischen Ungleichgewicht auszugehen ist, wenn die Kriterien für Zeitmaß (2.33) und (2.34) und Längenmaß (2.35) und (2.36) für die feste und die flüssige Phase nicht eingehalten sind.

Zeitmaßkriterium:

$$\frac{n (\rho c)_F l_{REV}^2}{t} \left(\frac{1}{\lambda_F} + \frac{1}{\lambda_S} \right) \ll 1 \quad (2.33)$$

$$\frac{(1-n) (\rho c)_S l_{REV}^2}{t} \left(\frac{1}{\lambda_F} + \frac{1}{\lambda_S} \right) \ll 1 \quad (2.34)$$

Längenmaßkriterium:

$$\frac{n \lambda_F l_{REV}}{A_{SF} l^2} \left(\frac{1}{\lambda_F} + \frac{1}{\lambda_S} \right) \ll 1 \quad (2.35)$$

$$\frac{(1-n) \lambda_S l_{REV}}{A_{SF} l^2} \left(\frac{1}{\lambda_F} + \frac{1}{\lambda_S} \right) \ll 1 \quad (2.36)$$

mit:

l_{REV} = Länge des repräsentativen Elementarvolumens [m]

Eine Überschreitung der Kriterien nach (2.33) - (2.36) kann sich darauf gründen, dass

- der dominierende Wärmetransport in nur einer der Phasen stattfindet
- der Wärmetransport bedingt durch die Temperaturrandbedingungen der Systemgrenzen deutlich geringer ist als der innerhalb der Phasen im Porengrößenbereich
- die Phasen deutlich unterschiedliche thermische Eigenschaften aufweisen
- eine nicht vernachlässigbar große Wärmequelle in nur einer der Phasen vorliegt.

Nach den Ergebnissen der Forschungen von [Bear 1972] kann die Temperaturdifferenz zwischen der festen und flüssigen Phase gerade für kleine Werte von Re (laminare Strömung) für die meisten Fälle von Wärmetransport im wassergesättigten porösen Medium vernachlässigt werden. [Aguilar-Madera et al. 2011] schließen aus numerischen Untersuchungen, dass nur in Szenarien mit geringen Fließgeschwindigkeiten ($Pe = 0,01$) und stark unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten der Phasen ($\lambda_1 = 100 \lambda_2$) die Temperaturdifferenz der Phasen eine nicht vernachlässigbare Größe einnimmt.

Lokales thermisches Gleichgewicht (LTE)

Bei Vernachlässigung der Temperaturdifferenz zwischen fester und flüssiger Phase kann von einem lokalen thermischen Gleichgewicht (local thermal equilibrium, LTE) ausgegangen werden. Bei Annahme dieses LTE entfällt der Wärmeübergangsterm und es können vereinfachend gemittelte Bodenkennwerte für die Wärmeleitfähigkeit und die Wärmekapazität verwendet werden. Aus (2.29) und (2.30) folgt (2.37) mit gemittelten Materialwerten.

$$(\rho c)_{SF} \frac{\partial T}{\partial t} = \text{div}(\lambda_{SF} \text{grad } T) - (\rho c)_F v_F \text{div}(T) + \dot{W}_{SF} \quad (2.37)$$

Die Gewichtung bei der Mittelung der Kennwerte der fluiden und festen Phase erfolgt über den Porenanteil n durch verschiedene mathematische Ansätze. Gängige mathematische Mittelungsmodelle sind das Schichtmodell nach [Birch & Clark 1940], das Dispersionsmodell nach [Hashin & Shtrikman 1962] und das Modell des geometrischen Mittels nach [Woodside & Messmer 1961; Sass et al. 1971].

Schichtmodell

[Birch & Clark 1940] ermittelten mit Hilfe des Schichtmodells die Ober- und Untergrenze der gemittelten Wärmeleitfähigkeiten eines Zweiphasensystems. Für ein Zweiphasensystem unterschiedlicher Wärmeleitfähigkeiten ergibt sich eine minimale gemittelte Wärmeleitfähigkeit bei einer Reihenschaltung und eine maximale gemittelte Wärmeleitfähigkeit bei einer Parallelschaltung der Phasen. Die wahrscheinliche gemittelte Wärmeleitfähigkeit muss zwischen diesem Minimal- und Maximalwert liegen. Die mathematische Formulierung der Reihenschaltung entspricht dem arithmetischen Mittel mit dem Porenanteil als Wichtungsparemeter.

$$\frac{1}{\lambda_{SF,Reihe}} = \frac{1-n}{\lambda_S} + \frac{n}{\lambda_F} \quad (2.38)$$

Die Parallelschaltung lässt sich durch das harmonische Mittel mit dem Porenanteil als Wichtungsparemeter ausdrücken.

$$\lambda_{SF,parallel} = \lambda_S(1-n) + \lambda_F n \quad (2.39)$$

Die wahrscheinliche gemittelte Wärmeleitfähigkeit entspricht dem Mittelwert dieser Extremfälle.

$$\lambda_{SF,Schichtmodell} = \frac{\lambda_{SF,Reihe} + \lambda_{SF,parallel}}{2} \quad (2.40)$$

Dispersionsmodell

Das Dispersionsmodell nach [Hashin & Shtrikman 1962] wurde zur Ermittlung der magnetischen Permeabilität entwickelt und lässt sich auch auf die Wärmeleitfähigkeit anwenden. Es grenzt die gemittelte Wärmeleitfähigkeit zwischen einem oberen und einem unteren Extremfall ein, bei denen jeweils eine Phase kugelförmig in die zweite Phase eingebettet ist.

$$\lambda_{SF,Obr} = \lambda_S + \frac{n}{\frac{1}{\lambda_F - \lambda_S} + \frac{1-n}{3\lambda_S}} \quad (2.41)$$

$$\lambda_{SF,Unt} = \lambda_F + \frac{1-n}{\frac{1}{\lambda_S - \lambda_F} + \frac{n}{3\lambda_F}} \quad (2.42)$$

Die wahrscheinliche, gemittelte Wärmeleitfähigkeit entspricht dem Mittelwert dieser Extremfälle.

$$\lambda_{SF,Dispersionsmodell} = \frac{\lambda_{SF,Obr} + \lambda_{SF,Unt}}{2} \quad (2.43)$$

Modell des geometrischen Mittels

Das in der Fachliteratur am häufigsten verwendete Modell zur Mittelung der Wärmeleitfähigkeit von geothermischen Zweiphasensystemen unter Vernachlässigung des lokalen thermischen Ungleichgewichts ist das Modell des geometrischen Mittels mit dem Porenanteil als Wichtungsparemeter nach [Woodside & Messmer 1961].

$$\lambda_{SF,geometrisch} = \lambda_S^{(1-n)} \lambda_F^n \quad (2.44)$$

Entsprechend den verschiedenen vorgestellten mathematischen Mittelungsmodellen variieren die gemittelten Wärmeleitfähigkeiten in Abhängigkeit des Porenanteils.

2.3.3. Analytische Lösungen der Wärmetransportgleichung

Die Differentialgleichung für den Wärmetransport in einem geothermischen System nach (2.37) kann über verschiedene Ansätze analytisch gelöst werden. Dabei wird die Wärmequelle des geothermischen Systems als Punkt-, Flächen-, Linien- oder Zylinderquelle angenommen und der umgebende Raum durch verschiedene Annahmen homogenisiert und vereinfacht. Die hierfür zugrundeliegenden Theorien sind die Linienquellentheorie, die Zylinderquellentheorie und die bewegliche Linienquellentheorie. Umfangreiche Ausführungen zu den analytischen Lösungen der Wärmetransportgleichungen eines geothermischen Systems sind zum Beispiel in [Bear 1972; Diao et al. 2004; Hähnlein et al. 2010] zu finden. Im Folgenden werden diese Theorien in knapper Form zusammenfassend dargestellt.

Linienquellentheorie

Der am häufigsten verwendete Ansatz zur analytischen Lösung der Wärmetransportgleichung basiert auf der Kelvinschen Linienquellentheorie, die erstmals durch [Ingersoll & Plass 1948] auf geothermische Systeme übertragen wurde. Umfangreiche Ausführungen hierzu können [de Vries 1952; Carslaw & Jaeger 1959; Mogensen 1983] entnommen werden. Die Wärmequelle wird dabei als idealer thermischer Leiter unendlicher Länge angenommen, während Quellenradius, Wärmekapazität und der daraus resultierende thermische Bohrlochwiderstand vernachlässigt werden. Die Kelvinsche Linienquellentheorie geht von einem rein konduktivem Wärmetransport aus. Der konvektive Wärmetransport wird hierbei nicht berücksichtigt.

Die Temperatur zum Zeitpunkt t im Abstand r um eine Linienquelle zeitlich variabler Heizleistung im unendlich ausgedehnten, homogenen und isotropen Untergrund mit der Wärmeleitfähigkeit λ_{eff} und der Temperaturleitfähigkeit a ergibt sich nach [Carslaw & Jaeger 1959] zu

$$T(r, t) = T(t = 0) + \frac{1}{4 \pi \lambda_{\text{eff}}} \int_0^t \frac{\dot{Q}(t')}{H} e^{-\frac{r^2}{4a(t-t')}} \frac{dt'}{t-t'} \quad (2.45)$$

mit

- $\dot{Q}(t)$ = zeitlich variable Heizleistung [W]
- H = Quellenlänge [m]
- a = Temperaturleitfähigkeit [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]
- r = Radialer Abstand zur Linienquelle [m]
- $t - t'$ = Untersuchungszeitraum [s]

Unter Annahme einer über die Zeit konstanten Heizleistung ($\dot{Q}(t) = \text{konstant} = \dot{Q}$) folgt:

$$T(r, t) = T(t = 0) + \frac{\dot{Q}}{H 4 \pi \lambda_{\text{eff}}} \int_{\frac{r^2}{4at}}^{\infty} \frac{e^{-\beta}}{\beta} d\beta = T(t = 0) + \frac{\dot{Q}}{H 4 \pi \lambda_{\text{eff}}} E_1\left(\frac{r^2}{4at}\right) \quad (2.46)$$

mit

$$E_1(x) = -E_i(-x) = \text{Integralexponentialfunktion}$$

und

$$E_i(-x) = \int_{-\infty}^x \frac{e^{\beta}}{\beta} d\beta \quad (2.47)$$

und

$$\beta = \text{Integrationsvariable [-]}$$

Wird davon ausgegangen, dass die Temperatursteigung annähernd konstant ist, kann die Integralexponentialfunktion E_1 in (2.46) nach [Mogensen 1983] mit (2.48) mit einem Fehler kleiner 1 % angenähert werden.

$$E_1\left(\frac{r^2}{4at}\right) = -\gamma_{EU} - \ln\left(\frac{r^2}{4at}\right) - \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n \frac{\left(\frac{r^2}{4at}\right)^n}{n!} \cong \ln\left(\frac{4at}{r^2}\right) - \gamma_{EU} \quad (2.48)$$

mit

$$\gamma_{EU} = \text{Eulersche-Konstante (0,577...) [-]}$$

Nach [Eklöf & Gehlin 1996] ist eine annähernd konstante Temperatursteigung für Zeiten

$$t \geq \frac{5r^2}{a} \quad (2.49)$$

erreicht.

Die Temperatur an der Bohrlochwandung im Abstand r_b zur Erdwärmesondenachse ergibt sich aus (2.46) und (2.48) dann zu:

$$T(r = r_b, t) = T(t = 0) + \frac{\dot{Q}}{H 4 \pi \lambda_{eff}} \left[\ln\left(\frac{4at}{r^2}\right) - \gamma_{EU} \right] \quad (2.50)$$

Für die mittlere Sondenfluidtemperatur ergibt sich aus (2.50) und dem thermischen Bohrlochwiderstand R_b zwischen Fluid und dem umgebenden Untergrund

$$T_m(t) = T(r = r_b, t) + R_b \frac{\dot{Q}}{H} = T(t = 0) + \frac{\dot{Q}}{H 4 \pi \lambda_{eff}} \left[\ln\left(\frac{4at}{r^2}\right) - \gamma_{EU} \right] + R_b \frac{\dot{Q}}{H} \quad (2.51)$$

mit

$$\begin{aligned} R_b &= \text{thermischer Bohrlochwiderstand [K m W}^{-1}\text{]} \\ T_m(t) &= \text{mittlere Sondenfluidtemperatur [K]} \end{aligned}$$

Weiter kann (2.51) umgeformt werden zu

$$T_m(t) = T(t = 0) + \frac{\dot{Q}}{H 4 \pi \lambda_{eff}} \ln(t) + \frac{\dot{Q}}{H} \left[R_b + \frac{1}{4 \pi \lambda_{eff}} \left(\ln\left(\frac{4a}{r^2}\right) - \gamma_{EU} \right) \right] \quad (2.52)$$

Unter Annahme einer konstanten Ausgangstemperatur ($T(t = 0) = \text{konstant}$) und der als zeitlich konstant angenommenen Heizleistung ($\dot{Q} = \text{konstant}$) kann (2.52) wie folgt vereinfacht werden:

$$T_m(t) = \frac{\dot{Q}}{H 4 \pi \lambda_{eff}} \ln(t) + \text{Konst} \quad (2.53)$$

Die Änderung der mittleren Sondenfluidtemperatur über die Zeit ist nach (2.53) im stationären Bereich proportional zu $\ln(t)$ und umgekehrt proportional zur Wärmeleitfähigkeit λ_{eff} des geothermischen Systems. λ_{eff} kann demnach aus der Steigung k_T der mittleren Sondenfluidtemperatur über der logarithmische Zeit berechnet werden.

$$\lambda_{\text{eff}} = \frac{\dot{Q}}{H \cdot 4 \pi} \frac{\ln(t_2) - \ln(t_1)}{T_m(t_2) - T_m(t_1)} = \frac{\dot{Q}}{H \cdot 4 \pi k_T} \quad (2.54)$$

mit

k_T = Temperatursteigung [K]

Die Näherungslösung für λ_{eff} nach (2.54) gilt nur bei konstanter Heizleistung und konstanter Ausgangstemperatur für einen unendlichen, homogenen und isotropen Untergrund sowie unter der Annahme, die Erdwärmesonde sei unendlich lang ($H \rightarrow \infty$), ihr Radius vernachlässigbar klein ($r_b \rightarrow 0$) und die Wärmeleitfähigkeit der Sonde unendlich groß ($\lambda_{\text{Sonde}} \rightarrow \infty$). Für die Auswertung der Änderung der mittleren Sondenfluidtemperatur über die Linienquellentheorie muss ein stationärer Zustand vorliegen, sodass sich eine Regressionsgerade mit hohem Bestimmtheitsmaß ermitteln lässt. Es ergibt sich eine über die gesamte Erdwärmesondenlänge H gemittelte Wärmeleitfähigkeit λ_{eff} des geothermischen Systems bestehend aus Erdwärmesonde, Ringraumfüllung und umgebendem Untergrund.

Zylinderquellentheorie

In der Zylinderquellentheorie wird von einer zylindrischen Wärmequelle in einem unendlich ausgedehnten, homogenen, isotropen Halbraum ausgegangen. Wärmetransport findet ausschließlich konduktiv statt. Der konvektive Wärmetransport wird nicht berücksichtigt. Grundlegende Ansätze der analytischen Lösung der Wärmetransportgleichung mittels Zylinderquellentheorie wurden durch [Ingersoll & Plass 1948] beschrieben und von [Blackwell 1954; Carslaw & Jaeger 1959; Kavanaugh 1985] erstmals auf geothermische Systeme angewendet. Ausführliche Erläuterungen hierzu werden in [Kölbel 2010] gegeben.

Es existieren verschiedene Formen der Zylinderquellentheorie, die beispielsweise die thermische Speichermasse der Quelle berücksichtigen oder von einer perfekten thermischen Kontaktschicht zwischen Quelle und umgebenden Untergrund ausgehen. Die Grundgleichung der allgemeinsten Form der Zylinderquellentheorie beschreibt die Temperatur T zum Zeitpunkt t im Radius r .

$$T(r, t) = T(t = 0) + \frac{\dot{Q}}{H \lambda_s} G(Fo, p) \quad (2.55)$$

mit

$$G(Fo, p) = \frac{1}{\pi^2} \int_0^\infty (e^{-\beta^2 Fo} - 1) \left[\frac{J_0(p\beta) Y_1(\beta) - J_1(\beta) Y_0(p\beta)}{((J_1(\beta))^2 + (Y_1(\beta))^2) \beta^2} \right] d\beta \quad (2.56)$$

und dem Verhältniswert p aus dem Radius r und dem Zylinderradius r_0

$$p = \frac{r}{r_0} \quad (2.57)$$

J_{ki} ist die Bessel-Funktion erster Gattung der Ordnung k_i , Y_{ki} die Bessel-Funktion zweiter Gattung der Ordnung k_i und β eine Integrationsvariable.

Werte für $G(Fo, 1)$ werden in [Ingersoll & Plass 1948; Carslaw & Jaeger 1959; Bernier 2001] vorgestellt. [Carslaw & Jaeger 1959] formulierte (2.55) für die Temperatur an der Bohrlochwandung ($p = 1$) unter Berücksichtigung der Temperaturleitfähigkeit des Untergrunds a_1 , der Annahme eines perfekten thermischen Leiters zwischen Bohrloch und Untergrund ($a_2 \rightarrow \infty$) und dem Wärmeübergangskoeffizienten h_{sf} als

$$T(t) = T(t = 0) + \frac{\dot{Q}}{H \lambda_S} G(h_{SF}, a_1, a_2, Fo) \quad (2.58)$$

mit

$$G(h_{SF}, \alpha_1, \infty, Fo) = \frac{2 a_1^2 a_2^2}{\pi^3} \int_0^\infty \left[\frac{(1 - e^{-\beta^2 Fo})}{\beta^3 f(\beta)} \right] d\beta \quad (2.59)$$

und

$$h_{SF} = 2 \pi R_b \lambda_S \quad (2.60)$$

und

$$a_1 = \frac{2 \pi r_0^2 \rho c_p}{c_{v,B}} \quad (2.61)$$

und der Integrationsvariable β , dem Bohrlochwiderstand R_b und der volumenbezogene Wärmekapazität des Bohrlochs $c_{v,B}$.

Weiter ist

$$f(\beta) = [\beta (\alpha_1 + \alpha_2 - h_{SF} \beta^2) J_0(\beta) - \alpha_2 (\alpha_1 - h_{SF} \beta^2) J_0(\beta)]^2 + [\beta (\alpha_1 + \alpha_2 - h_{SF} \beta^2) Y_0(\beta) - \alpha_2 (\alpha_1 - h_{SF} \beta^2) Y_0(\beta)]^2 \quad (2.62)$$

Für Problemstellungen mit einem großen Verhältnis von geleiteter zu gespeicherter Wärme ($Fo \gg 1$), wie es gerade bei geothermischen Systemen der Fall ist, ergibt sich aus (2.56) und (2.62)

$$T(t) = T(t = 0) + \frac{\dot{Q}}{4 \pi H \lambda_S} \left[2 h_{SF} + \ln \left(\frac{4 Fo}{e^{\gamma_{Eu}}} \right) - \frac{(4 h_{SF} - \alpha_1)}{2 \alpha_1 Fo} + \frac{\alpha_1 - 2}{2 \alpha_1 Fo} \ln \left(\frac{4 Fo}{e^{\gamma_{Eu}}} \right) + o \left(\frac{1}{(Fo)^2} \right) \right] \quad (2.63)$$

Der Ansatz der Zylinderquellentheorie bietet gegenüber der Linienquellentheorie die Möglichkeit, eine thermische Quelle unter Berücksichtigung ihres Radius in ihrer wahren Geometrie abzubilden. Dies kann für kleinere Verhältnisse von Quellenlänge zu Quellenradius, bei denen der Radius nicht vernachlässigt werden sollte, zu exakteren Ergebnissen führen [Lehr & Sass 2010]. Ein Beispiel hierfür sind thermisch aktivierte Betonbauteile wie Energiepfähle.

Bewegliche Linienquellentheorie

In der Linienquellentheorie als auch in der Zylinderquellentheorie wird von rein konduktivem Wärmetransport ausgegangen, konvektiver Wärmetransport wird nicht berücksichtigt. Als analytische Lösung der Wärmetransportgleichung unter Berücksichtigung des konvektiven Wärmetransports kann die bewegliche Linienquellentheorie auf Grundlagen von [Spraragen & Claussen 1937; Rosenthal 1946] herangezogen werden. Sie wurde durch [Carslaw & Jaeger 1959] für stationäre Problemstellungen beschrieben und erstmals durch [Sutton et al. 2003; Diao et al. 2004] auf instationäre Problemstellungen erweitert und auf geothermische Systeme angewendet. [Metzger et al. 2004] stellten weiterführend analytische Lösungen der Wärmetransportgleichung unter Berücksichtigung der thermischen Dispersion vor.

In [Zubair & Chaudhry 1998] wurden Ansätze zur analytischen Lösung der Wärmetransportgleichung unter Berücksichtigung von zeitlich variierenden, beweglichen Wärmequellen untersucht. Der Untergrund wird dabei als unendlich ausgedehnter, homogener, isotroper Halbraum mit konstanter Ausgangstemperatur, die Erdwärmesonde als ideale Linienquelle konstanter Heizleistung und die Materialeigenschaften beider als temperaturunabhängig angenommen.

$$T(x, y, t) = T(t = 0) + \frac{\dot{Q}}{H 4 \pi \lambda_{\text{eff}}} \int_0^t \frac{1}{(t - t')} \exp \left[-\frac{[x - v_U(t - t')]^2 + y^2}{4a(t - t')} \right] dt' \quad (2.64)$$

In (2.64) wird die Quellengeschwindigkeit v_U eingeführt, die sich aus der Filtergeschwindigkeit, der Dichte und der volumetrischen Wärmekapazität des Fluids sowie der gemittelten Wärmekapazität des Zweiphasensystems zusammensetzt.

$$v_U = \frac{v \rho_F c_{v,F}}{c_{v,SF}} \quad (2.65)$$

Mit der Einführung von

$$r = \sqrt{x^2 + y^2} \quad (2.66)$$

und

$$\eta = \frac{4 a (t - t')}{r^2} \quad (2.67)$$

und Integration von (2.64) folgt:

$$T(x, y, t) = T(t = 0) + \frac{\dot{Q}}{H 4 \pi \lambda_{\text{eff}}} \exp \left[\frac{v_w x}{2 a} \right] \int_0^{\frac{4 a t}{r^2}} \frac{1}{(\eta)} \exp \left[-\frac{1}{\eta} - \frac{v_U^2 r^2 \eta}{16 a^2} \right] d\eta \quad (2.68)$$

Der Ansatz der beweglichen Linienquellentheorie zur Lösung vereinfachter geothermischer Problemstellungen wurde unter anderem in [Diao et al. 2004; Katsura et al. 2006] angewendet.

2.4. Grundlagen numerischer Modellierung

Zur Lösung der Wärmetransportgleichung (2.37) werden auch numerische Methoden angewendet. Dabei wird das abzubildende Modellgebiet räumlich und zeitlich diskretisiert und über die bekannten Lösungen der Gleichungen an den Rändern des Systems (Randbedingungen) und des Ausgangszustandes zu Beginn der instationären Gleichung (Anfangsbedingungen) gelöst.

Die räumliche Diskretisierung des Modellgebietes kann über finite Elemente, finite Volumen oder Gebiete finiter Differenzen erfolgen (Abbildung 9). Nachfolgend werden die Grundlagen der in der Geothermie meist verwendeten Methoden der finiten Differenzen und der finiten Elemente in Kürze dargestellt. Ausführliche Erläuterungen zu den Grundlagen numerischer Modellierung werden unter anderem in [Zienkiewicz 1971; Huebner 1975; Schwarz 2011] gegeben.

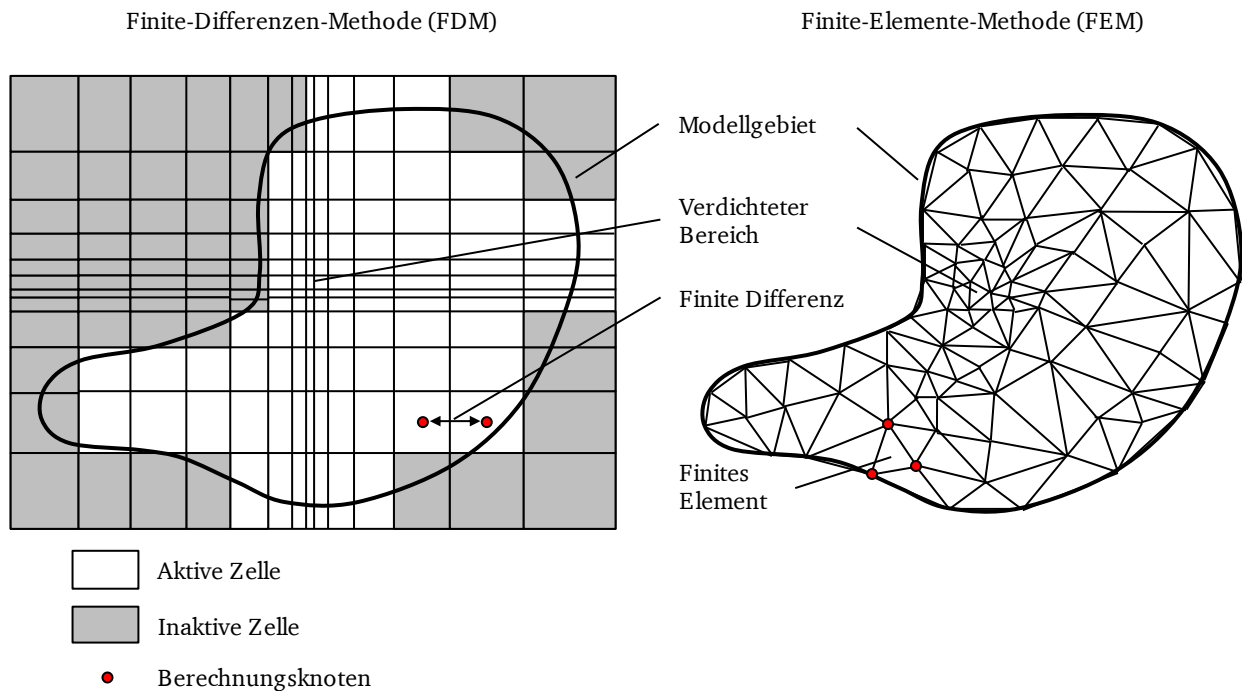


Abbildung 9: Räumliche Diskretisierung mittels FDM und FEM nach [Konikow 1996]

Finite-Differenzen-Methode (FDM)

Die Finite-Differenzen-Methode gilt als die einfachste und älteste numerische Methode zur Lösung partieller Differentialgleichungen. Dabei wird das Modellgebiet in eine finite Anzahl von nicht notwendig äquidistanten Zellen zerlegt, die eine finite Differenz zueinander aufweisen. Jeder Zelle werden homogene Materialeigenschaften zugewiesen. Die Berechnung erfolgt an den Mittelpunkten der aktiven Zellen.

Diese Mittelpunkte sind Kreuzungspunkte senkrecht zueinander stehender Spalten und Reihen, was die Erstellung des Gitternetzes immens erleichtert. Jedoch gestaltet sich eine Verfeinerung des Netzes an bestimmten Stellen des Modellbereiches meist als schwierig.

In der Finite-Differenzen-Methode wird eine gegebene Differentialgleichung durch Ersetzung des Differentialquotienten der partiellen Ableitungen mittels Differenzenapproximation über die Näherung mittels Taylor-Reihe gelöst.

Finite-Elemente-Methode (FEM)

Bei der Finite-Elemente-Methode wird das Modellgebiet in eine finite Anzahl von Elementen homogener Materialeigenschaften unterteilt. Hierfür wird ein unstrukturiertes, meist geometriekonformes Gitternetz über den Modellbereich gelegt.

Die Berechnung erfolgt an den Berechnungsknoten der finiten Elemente des erzeugten Gitternetzes. Hierfür wird eine gegebene Differentialgleichung durch Umformung in Integralform mit einer gewichteten Summierung einer Reihe von Ansatzfunktionen angenähert und gelöst. Je nach erforderlicher Berechnungsgenauigkeit kann die Anzahl der Berechnungsknoten an den Rändern der finiten Elemente variiert werden. Die Berechnung kann mit direkten oder iterativen Lösungsalgorithmen erfolgen. Werte zwischen den Berechnungsknoten werden durch Interpolation ermittelt. Neben einer flexiblen Gitternetzgestaltung ist auch eine partielle Verdichtung des Gitternetzes leicht möglich.

Im Folgenden werden die Grundlagen des auf der Finite-Elemente-Methode basierenden und im Zuge dieser Arbeit verwendeten Programms FEFLOW der DHI-WASY GmbH genauer erläutert. Umfassende

Informationen hierzu sind [Diersch 2005] zu entnehmen. In FEFLOW wird der wassergesättigte Mehrphasenkörper Boden als Zweiphasensystem bestehend aus fester und flüssiger Phase modelliert. Die Wärmetransportgleichung wird unter Vernachlässigung der Radiation zunächst separiert für die flüssige Phase (2.69) und die feste Phase (2.70) formuliert:

$$\frac{\partial}{\partial t}(n\rho_F E_F) + \frac{\partial}{\partial x_i}(n\rho_F v_{w,i,F} E_F) - \frac{\partial}{\partial x_i} \left[(\lambda_{ij,cond,F} + \lambda_{ij,disp,F}) \frac{\partial T_F}{\partial x_j} \right] = n\rho_F \dot{W}_F \quad (2.69)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}((1-n)\rho_S E_S) + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\lambda_{ij,cond,S} \frac{\partial T_S}{\partial x_j} \right) = (1-n)\rho_S \dot{W}_S \quad (2.70)$$

Im Weiteren wird ein lokales thermisches Gleichgewicht angenommen. Demnach können die Wärmetransportgleichungen für die feste und die flüssige Phase zu einer Wärmetransportgleichung zusammengefasst werden. Der Wärmetransport wird in FEFLOW nicht separat für die feste und die flüssige Phase untersucht. Weiterhin wird angenommen, dass die innere Energie vorrangig eine Funktion der Temperatur ist.

$$dE_\alpha \approx c_\alpha dT_\alpha \quad (2.71)$$

Unter Verwendung der Filtergeschwindigkeit

$$v_{i,F} = n v_{w,i,F} \quad (2.72)$$

und Zusammenfassung der Wärmequellen beider Phasen über das harmonische Mittel nach (2.39) mit dem Porenanteil als Wichtungparameter

$$\dot{W}_{SF} = n \rho_F \dot{W}_F + (1-n)\rho_S \dot{W}_S \quad (2.73)$$

folgt aus (2.69) und (2.70) die in FEFLOW zu lösende Differentialgleichung des Wärmetransports:

$$\frac{\partial T}{\partial t} [(n\rho_F c_F) + (1-n)\rho_S c_S] + \frac{\partial T}{\partial x_i} (\rho_F v_{i,F} c_F) - \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\lambda_{ij} \frac{\partial T}{\partial x_j} \right] = \dot{W}_{SF} \quad (2.74)$$

Die volumetrischen Wärmekapazitäten der festen und flüssigen Phase werden dabei über das harmonische Mittel mit dem Porenanteil als Wichtungparameter gebildet.

Die Wärmeleitfähigkeit setzt sich zusammen aus der konduktiven und dispersiven Wärmeleitfähigkeit der flüssigen Phase und der konduktiven Wärmeleitfähigkeit der festen Phase:

$$\lambda_{ij} = \lambda_{ij,cond,F} + \lambda_{ij,cond,S} + \lambda_{ij,disp,F} \quad (2.75)$$

Dabei werden die konduktiven Wärmeleitfähigkeiten der flüssigen und der festen Phase über das harmonische Mittel nach (2.39) mit dem Porenanteil als Wichtungparameter gebildet.

$$\lambda_{ij} = [n\lambda_F + (1-n)\lambda_S]\delta_{ij} + \rho_F c_F \left[\alpha_T v_{i,F} \delta_{ij} + (\alpha_L - \alpha_T) \frac{v_{i,F} v_{j,F}}{V_{v,F}} \right] \quad (2.76)$$

In (2.76) ist die absolute Filtergeschwindigkeit definiert als

$$V_{v,F} = \sqrt{v_{i,F} v_{i,F}} \quad (2.77)$$

Die Dichte der flüssigen Phase wird in Abhängigkeit der Energiehöhe und der Temperatur berechnet.

$$\rho_F = \rho_F(h, T) \quad (2.78)$$

Die Abbildung des geothermischen Problems erfolgt in FEFLOW im Präprozessor über eine graphische Benutzeroberfläche. Hierbei wird das Modellgebiet zunächst über Superelemente geometrisch erfasst. Die Superelemente können weiter über ein geometriekonformes Gitternetz aus Drei- oder Vierecken (ebene Problemstellungen) beziehungsweise Tetraedern oder Quadern (räumliche Problemstellungen) diskretisiert werden. Hierbei kann auf verschiedene Netzgeneratoren zurückgegriffen werden. Die Netzdichte kann beliebig gewählt werden, zudem können ausgewählte Bereiche stärker verdichtet werden. Das zweidimensional diskretisierte Modellgebiet kann durch Extrusion in die dritte Dimension erweitert werden. Dabei können Schichten (layer) mit unterschiedlichen Mächtigkeiten definiert werden, die sich in Trennschichten (slices) berühren.

Nach der geometrischen Modellierung können den Elementen Anfangs- und Randbedingungen zugewiesen werden. Die Zeitschrittweiten, mit denen der Simulationszeitraum diskretisiert wird, können als konstant oder variabel vorgegeben werden oder über verschiedene Methoden (automatic time step control) während der Berechnung automatisch angepasst werden. Weiterhin können Beobachtungspunkte (observation points) definiert werden, an denen die zeitlichen Verläufe verschiedener Kennwerte während der Berechnung verfolgt werden können.

Bei der Lösung der Strömungs- und Transportgleichungen der geothermischen Problemstellung kommen verschiedene iterative Gleichungslöser zum Einsatz. Die Ergebnisdarstellung erfolgt im Postprozessor. Darin können ausgewählte Ergebnisse in ebenen oder räumlichen Ansichten oder Schnitten visualisiert werden.

3. Stand der Forschung und Technik

3.1. Verfahren zur Ermittlung geothermischer Kennwerte

Für die Dimensionierung größerer geothermischer Systeme ist die rechnerische Analyse des geothermischen Wärmetransportes und somit die Kenntnis der vorliegenden geothermischen Kennwerte, insbesondere der Wärmeleitfähigkeit essentiell. Zur Ermittlung geothermischer Kennwerte kommen verschiedene Labor- und Feldversuche zum Einsatz. Als gängige Laborversuche zur Ermittlung der Wärmeleitfähigkeit gelten unter anderem Messgeräte nach dem Prinzip der instationären Voll- und Halbraum-Linienquelle [Hooper & Lepper 1950], des Optical-Scannings [Popov et al. 1999], und der Laserflash-Methode [Parker 1961]. Zusammenfassende Erläuterungen zur Ermittlung geothermischer Kennwerte können [Farouki 1986] entnommen werden.

Als gängige Feldversuche zur Ermittlung der effektiven Wärmeleitfähigkeit eines geothermischen Systems in-situ gelten Geothermal Response Tests (GRT) und Enhanced Geothermal Response Tests (EGRT). Die Grundlagen dieser in der Arbeit verwendeten geothermischen Feldversuche werden im Folgenden erläutert. Ein weniger häufig eingesetzter geothermischer Feldversuch ist die Messung der Tiefentemperaturprofile zu verschiedenen Zeitpunkten mittels drahtloser Messsonde nach [Rohner et al. 2005], auf die hier nicht weiter eingegangen wird.

3.1.1. Geothermal Response Test (GRT)

Erste Messeinheiten zur in-situ Ermittlung der effektiven Wärmeleitfähigkeit von geothermischen Systemen mittels Geothermal Response Test (GRT) wurden basierend auf den Ansätzen von [Mogensen 1983] zeitgleich in Schweden [Eklöf & Gehlin 1996] und in den USA [Austin 1998] entwickelt. Die erste in Deutschland verwendete GRT Messeinheit wurde in [Sanner et al. 2003] vorgestellt.

Bei einem Geothermal Response Test wird auf das zirkulierende Wärmeträgerfluid in einer Erdwärmesonde eine konstante Heizleistung eingebracht. Die resultierende Temperaturänderung wird über die Sondenwandung und die Ringraumfüllung an den umgebenden Untergrund abgegeben. Die effektive Wärmeleitfähigkeit des geothermischen Systems kann über den zeitlichen Verlauf der gemessenen Fluideintritts- und -austrittstemperatur ermittelt werden. Ausführliche Erläuterungen zu den einzelnen Komponenten einer GRT Messeinheit werden unter anderem in [Eklöf & Gehlin 1996; Austin 1998] gegeben.

Geothermal Response Tests gelten in der Praxis als etabliert. Der Aufbau der Messeinheit und der Ablauf eines GRT soll in der zukünftigen Fassung der [DIN-4107-1 2010] genormt werden. Zudem ist es geplant, den GRT in eine Empfehlung des Arbeitskreises Geothermie (EAG) aufzunehmen [Prinz & Strauß 2011]. In aktuellen Studien wurden jedoch die Interpretation und Reproduzierbarkeit von GRTs diskutiert. Bei der Auswertung von GRTs zeigt sich, dass die effektive Wärmeleitfähigkeit eines geothermischen Systems nicht ausschließlich von den thermischen Kennwerten der Erdwärmesonde und des Untergrundes abhängt, sondern von verschiedenen weiteren Faktoren beeinflusst wird.

[Eklöf & Gehlin 1996] untersuchten den Einfluss des Mindestzeitkriteriums t_{\min} auf die Auswertung eines GRTs. An drei verschiedenen Standorten (F-Gebäude – Universität Lulea, Skogas – Stockholm und Bromma, Stockholm) wurden für die Testauswertung jeweils Messdaten ab einem Mindestzeitkriterium $t_{\min,1} \geq 5 \text{ r}^2 \text{a}^{-1}$ und $t_{\min,2} \geq 50 \text{ r}^2 \text{a}^{-1}$ verwendet und die Ergebnisse verglichen. Es ergaben sich Abweichungen der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit des Mindestzeitkriteriums von bis zu 25 %.

Nach Untersuchungen von [Austin 1998; Witte et al. 2002; Sanner et al. 2005; Javed et al. 2011] sind die Ergebnisse eines GRTs klima- und somit jahreszeitabhängig. Der Energieeintrag durch Regen und hohe Außenlufttemperaturen beeinflusst die Temperatur des oberflächennah anstehenden Untergrun-

des bis in eine Tiefe von etwa 15 m unter Geländeoberkante. Neben dem Untergrund werden auch die oberirdischen Anschlüsse von Erdwärmesonde zur Messeinheit als auch die Messeinheit selbst durch die Außenlufttemperatur und Sonneneinstrahlung stark beeinflusst. In [Austin 1998] wurden die Messwerte verschiedener GRTs mittels Linienquellentheorie ausgewertet. In Abhängigkeit äußerer Einflüsse zeigten sich Schwankungen in den Temperaturentwicklungen und somit variierende Temperatursteigungen $k_{T,i}$ in Abhängigkeit des gewählten Zeitintervalls unter Berücksichtigung von (2.49). Die ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeiten innerhalb eines GRTs zeigten Abweichungen von bis zu 40 %. [Austin 1998] stellte diese Variation der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit temperaturbeeinflusster GRTs in Abhängigkeit des untersuchten Zeitintervalls an fast allen der 22 durchgeführten GRTs fest.

In [Gehlin & Hellström 2003] wurde der Einfluss der Auswertungsmethode auf die Ergebnisse eines Geothermal Response Tests untersucht. Hierfür wurden drei GRTs mit vier verschiedenen Ansätzen ausgewertet. Verglichen wurden die Messergebnisse mittels Linienquellentheorie (2.12), vereinfachter Linienquellentheorie (2.51), Zylinderquellentheorie und Parametervariation mittels Finite-Differenzen-Methode. Es ergaben sich Abweichungen der ermittelten Wärmeleitfähigkeiten von $< 1 \%$ für Linienquellentheorie gegenüber vereinfachter Linienquellentheorie, Abweichungen von 1% – 5% für Linienquellentheorie und vereinfachter Linienquellentheorie gegenüber Parametervariation durch die Finite-Differenzen-Methode und Abweichungen von 10% – 15% für Zylinderquellentheorie gegenüber den anderen Auswertungsmethoden.

In [Sanner et al. 2005] wurden GRTs mit drei verschiedenen Messeinheiten (Groenholland, UBeG und Weihenstephan) an drei Erdwärmesonden mit unterschiedlichen Verfüllmaterialien (Mol-Sand, enggestufter Sand und Bentonit) durchgeführt. Es zeigte sich eine gute Reproduzierbarkeit der Ergebnisse. Die ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeiten variierten in Abhängigkeit des Verfüllmaterials (Abweichungen von etwa 3%) und der Messeinheit (Abweichungen von etwa 5%) nur gering. Einer der sieben durchgeführten Tests ergab aufgrund von nicht weiter spezifizierten Problemen bei der Testdurchführung Abweichungen gegenüber den anderen Verfüllmaterialien und den anderen Messeinheiten von jeweils 33% .

In [Gustafsson & Gehlin 2006; Gustafsson & Westerlund 2010] wurde der Einfluss der Sondenfluidtemperatur auf mit Wasser verfüllten Erdwärmesonden untersucht. Hierzu wurden in vier verschiedenen Testläufen die angelegte Heizleistung in verschiedenen Laststufen und die Gesamttestdauer variiert. Es zeigte sich, dass sich durch die erhöhten Fluidmitteltemperaturen zwischen 10°C und 23°C infolge erhöhter Heizleistung und Testdauer Dichteunterschiede innerhalb des verfüllten Wassers zwischen Sondenwandung und Bohrlochwandung ergaben. Hieraus folgte ein erhöhter konvektiver Wärmestrom, der die effektive Wärmeleitfähigkeit beeinflusste. Innerhalb der vier Testläufe ergaben sich Abweichungen der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit von etwa 10% .

[Bozdağ et al. 2008] untersuchte den Einfluss des Grundwasserstandes auf die Ergebnisse von vier GRTs, die an einer 75 m tiefen Einfach-U Erdwärmesonde in Adana, Türkei zwischen Juli und Oktober 2006 durchgeführt wurden. Zeitgleich zu den durchgeführten monatlichen GRTs wurde der Wasserstand des Seyhan Stausees aufgezeichnet und mit den Ergebnissen der GRTs verglichen. Es zeigen sich 19% höhere Werte der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit in den Monaten mit hohem Wasserstand (Juli: $64,06 \text{ m}$; $2,5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) im Vergleich zu den Monaten mit niedrigem Wasserstand (August: $61,58 \text{ m}$; $2,1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Es wird allerdings weder auf den Grundwasserstand im Sondennahbereich noch auf die jahreszeitlichen Beeinflussungen auf die Testergebnisse eingegangen.

In [Coelho et al. 2010] wurden die Ergebnisse von GRTs an Erdwärmesonden gleicher Länge und in gleicher Geologie jedoch verschiedener Querschnitte (Koaxialsonde, Einfach-U Sonde und Doppel-U Sonde) untersucht. Die Messeinheit wurde hierbei stationär in einem Gebäude untergebracht, was klimatische Einflüsse auf die Messeinheit annähernd ausschließt. In einem ersten Versuch ergaben sich maximale Abweichungen der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit zwischen Einfach-U- und Dop-

pel-U Sonde von etwa 23 %. Es wurde zunächst vermutet, dass die Abweichungen auf eine nicht konstant eingebrachte Heizleistung zurückzuführen sind. Daher wurde eine zweite Testreihe mit erhöhter, konstanter Heizleistung, einem erhöhten Durchfluss und längerer Versuchsdauer durchgeführt. Es ergaben sich höhere ermittelte effektive Wärmeleitfähigkeiten der Doppel-U Sonde gegenüber der Koaxialsonde von etwa 10 %.

In [Javed et al. 2011] wurden GRTs an verschiedenen mit Wasser verfüllten Erdwärmesonden durchgeführt. Hierbei wurden für verschiedene Versuchsdauern zwischen 48 und 267 Stunden die Heizleistung zwischen 25 W m^{-1} und 142 W m^{-1} variiert. Es zeigte sich, dass eine Erhöhung der Heizleistung bei einer längeren Testdauer zu höheren ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeiten um bis zu 12 % führen kann.

Ein tabellarischer Überblick über die Abhängigkeit der mittels GRT ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit von verschiedenen Faktoren wird nachfolgend gegeben (Tabelle 3).

Kriterium	Untersuchungsbereich	max. Abweichung λ_{eff} [%]	Quelle
Mindestzeitkriterium	$t_{\text{min},1} \geq 5 \frac{r^2}{a}$ und $t_{\text{min},2} \geq 50 \frac{r^2}{a}$	25	[Eklöf & Gehlin 1996]
Klimatische Einflüsse	Variierende Zeitintervalle	40	[Austin 1998]
Auswertungsmethode	Linienquellentheorie, vereinfachte Linienquellentheorie, Zylinderquellentheorie, Parametervariation durch FDM	15	[Gehlin & Hellström 2003]
Verfüllmaterial	Mol-Sand, speziell gestufter Sand, Bentonit	3	[Sanner et al. 2005]
Messeinheit	Groenholland, UBeG, Weihenstephan	5	[Sanner et al. 2005]
Sondenfluidtemperatur	10°C, 23°C	10	[Gustafsson & Gehlin 2006; Gustafsson & Westerlund 2010]
Grundwasserstand	64,06 m - 61,58 m	19	[Bozdağ et al. 2008]
Erdwärmesondenquerschnitt	Koaxialsonde, Einfach-U Sonde, Doppel-U Sonde	23	[Coelho et al. 2010]
Heizleistung und Versuchsdauer	$25 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ - $142 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und 48 Stunden bis 267 Stunden	12	[Javed et al. 2011]

Tabelle 3: Untersuchungen zum Einfluss verschiedener Faktoren auf die Ergebnisse von GRTs

3.1.2. Enhanced Geothermal Response Test (EGRT)

Als Erweiterung des Geothermal Response Tests gilt der Enhanced Geothermal Response Test (EGRT), bei dem die Ermittlung der effektiven Wärmeleitfähigkeit von geothermischen Systemen nach dem Messprinzip der faseroptischen Temperaturmessung (distributed temperature sensing, DTS) erfolgt. Vorteil eines EGRTs gegenüber einem GRT ist die tiefenbezogene Ermittlung der Temperatur und somit der tiefenbezogenen effektiven Wärmeleitfähigkeit (Abbildung 10). Grundlagen der faseroptischen Temperaturmessung wurden in [Hartog & Payne 1982; Farries & Rogers 1984; Dakin et al. 1985; Rogers 1988] erörtert. Erste Anwendungen dieser Technik auf geotechnische und geothermische Problemstellungen wurden in [Sharma et al. 1990; Hurtig et al. 1993; Heinemann-Glutsch et al. 1994] beschrieben.

Bei einem Enhanced Geothermal Response Test wird ein Hybridkabel bestehend aus einem Glasfaserkabel und einem Kupferdraht in einem Bohrloch oder einer ausgebauten Erdwärmesonde installiert. Über den Kupferdraht kann eine konstante Heizleistung eingebracht werden, während die zeitliche Änderung der Temperatur im Glasfaserkabel über die Tiefe gemessen wird.

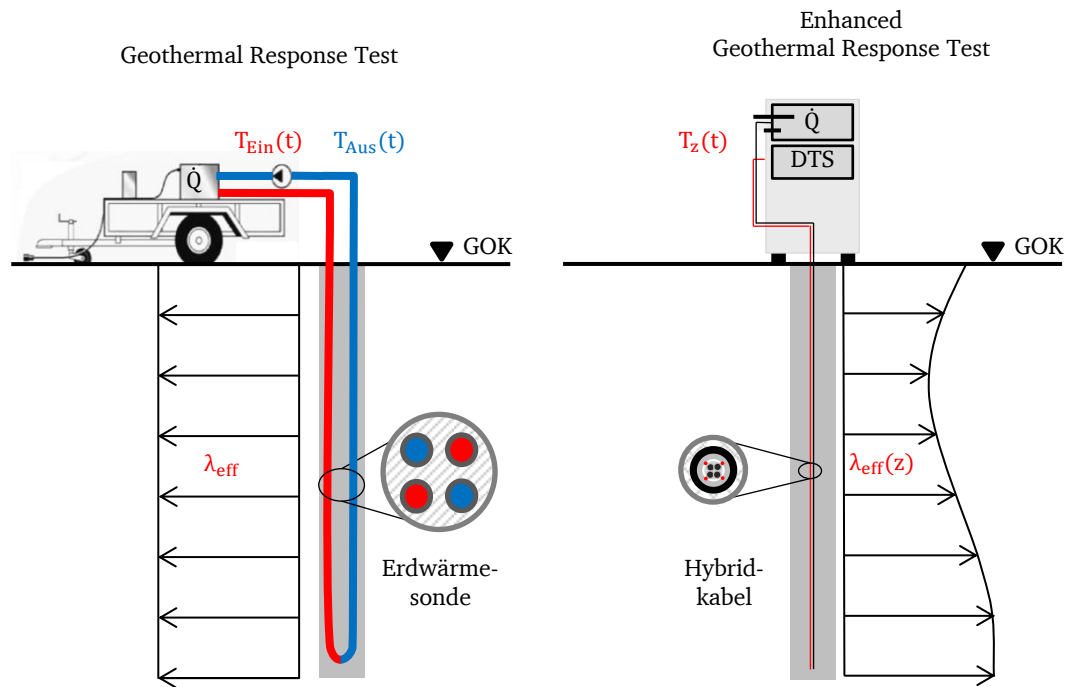


Abbildung 10: Schematischer Systemvergleich zwischen GRT und EGRT nach [Gehlin 2002]

Hierfür wird ein Lichtimpuls in die Glasfaser gesendet. Durch Brechung des Lichts wird permanent ein Teil des ausgesandten Impulses zur Quelle zurückgestreut. Dabei wird unterschieden zwischen der elastischen Rayleigh-Streuung, die durch die Brechung an der Glasfaserwand verursacht wird, und der inelastischen Raman-Streuung, verursacht durch Brechung an Phononen. Phononen sind Quasiteilchen zur quantenmechanischen Beschreibung von Gitterschwingungen von Atomen. Bei der Brechung an Phononen kommt es mit geringer Wahrscheinlichkeit zu einem bleibenden Energieübertrag zwischen den Elektronen des thermisch angeregten Atoms und den Photonen des Lichts. Nach diesem Energieübertrag besitzt die einfallende Raman-Streuung entweder eine höhere oder niedrigere Frequenz als die des emittierten Impulses und lässt sich in Stokes-Raman-Streuung und Anti-Stokes-Raman-Streuung unterteilen.

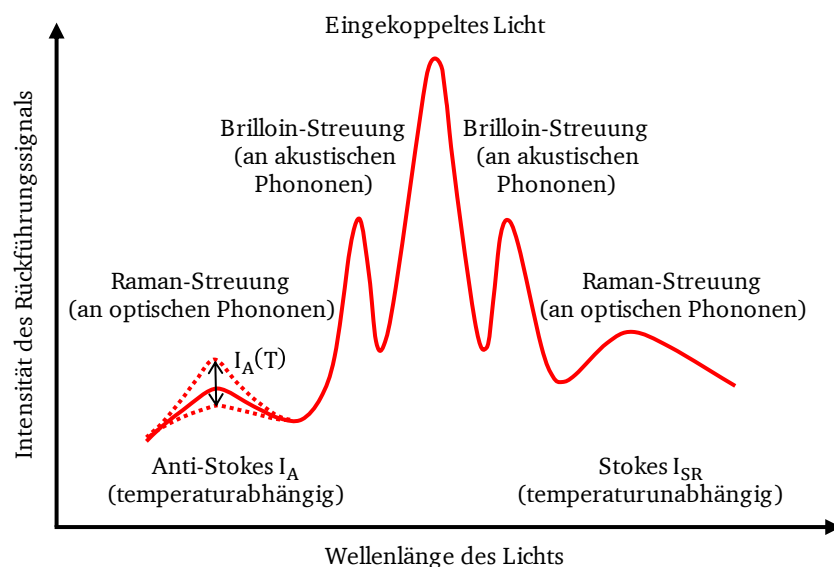


Abbildung 11: Qualitatives Streuungsspektrum des Lichts nach [Rogers 1988]

Im Gegensatz zur Stokes-Raman-Streuung I_{SR} zeigt die Intensität der Anti-Stokes-Raman-Streuung I_A eine deutliche Abhängigkeit zur Temperatur des Brechungspunktes auf (Abbildung 11). Durch eine Frequenzanalyse lässt sich das Intensitätsverhältnis von Stokes-Raman-Streuung zu Anti-Stokes-Raman-Streuung und somit die relative Temperatur am Brechungspunkt ermitteln. Über den Vergleich der relativen Temperatur mit einem Referenzwert, der beispielsweise über ein Widerstandsthermometer bestimmt werden kann, kann die absolute Temperatur abgeleitet werden.

$$\frac{I_A}{I_{SR}} = \left[\frac{(\kappa_0 + \kappa_k)^4}{(\kappa_0 - \kappa_k)^4} \right] \exp\left(\frac{-h_{Pl} c \kappa_k}{k_B T}\right) \quad (3.1)$$

mit

I_A	= Intensität der Anti-Stokes-Raman-Streuung [-]
I_{SR}	= Intensität der Stokes-Raman-Streuung [-]
κ_0	= Wellenzahl des einfallenden Lichts [cm^{-1}]
κ_k	= Verschiebung der Wellenzahl [cm^{-1}]
k_B	= Boltzmann-Konstante ($1,38 \cdot 10^{-23}$) [W s K^{-1}]
h_{Pl}	= Planck'sches Wirkungsquantum ($6,626 \cdot 10^{-34}$) [W s^2]
c_{Licht}	= Lichtgeschwindigkeit (299.792.458) [m s^{-1}]

Die Lokation des Brechungspunktes wird über die optische Zeitbereichsreflektometrie bestimmt (optical time domain reflection, OTDR). Die Intensität der einfallenden Streuung nimmt mit der Zeit exponentiell aufgrund gleichförmiger Verluste innerhalb der Glasfaser ab. Über die Messung der Intensität kann bei bekannter Geschwindigkeit des Lichts die Lokation des Brechungspunktes berechnet werden [Barnoski & Jensen 1976]. Abschließend kann über die tiefenabhängige zeitliche Änderung der Temperatur mittels Quellentheorie die effektive Wärmeleitfähigkeit über die Tiefe berechnet werden.

Mögliche Fehlerquellen und daraus resultierende Messungenauigkeiten von DTS Messungen wurden in [Kölbel 2010] diskutiert. Demnach liefern EGRTs zuverlässig reproduzierbare Temperaturmessungen.

In [Selker et al. 2006] wurde basierend auf experimentellen Untersuchungen die Genauigkeit der DTS Technik mit einer räumlichen Auflösung von 1 m bei einer Dauer des Messintervalls von einer Stunde mit $0,02^\circ\text{C}$ angegeben. Weiterhin konnte durch eine spiralförmige Umwicklung eines 500 m langen Glasfaserkabels um ein 2 m langes PVC Rohr eine räumliche Auflösung von 4 mm erzielt werden.

In [Soto et al. 2007] wurde die Temperaturmessung mittels DTS Technik auf ihre Genauigkeit hin untersucht. Hierfür wurden an einem Glasfaserkabel in verschiedenen Versuchsanordnungen Anomaliebereiche variierender Länge (0,3 m, 1 m, 2 m 100 m und 3,526 km) mit Hilfe von temperierten Kammer unterschiedlicher Temperatur ($40^\circ\text{C} - 82^\circ\text{C}$) angelegt. Es zeigte sich, dass die Genauigkeit der Temperaturmessung stark von der Größe des Anomaliebereiches, der Dauer des Messintervalls, der räumlichen Auflösung und in geringerer Form von dem Abstand des Messbereichs zur Messeinheit abhängt.

Für große Anomaliebereiche mit einem Abstand zur Messeinheit kleiner 1 km ergaben sich Abweichungen der gemessenen gegenüber der eingestellten Temperatur von $0,15^\circ\text{C}$ bis $0,5^\circ\text{C}$. Weiterhin konnte eine gute Reproduzierbarkeit der Messergebnisse mittels DTS Technik nachgewiesen werden. Bei räumlichen Auflösungen (1 m) größer als die Anomaliebereiche (0,3 m) zeigten sich allerdings erhebliche Messabweichungen von rund 13°C , was auf die Mittelung der gemessenen Temperaturen innerhalb der räumlichen Auflösung zurückzuführen ist.

3.2. Verfahren zur Ermittlung hydrogeologischer Kennwerte

In der Differentialgleichung des Wärmetransports für geothermische Systeme (2.37) ist die Grundwasserfließgeschwindigkeit der maßgebende hydrogeologische Kennwert. Die Grundwasserfließgeschwindigkeit kann indirekt über die Bestimmung der Durchlässigkeit und des hydraulischen Gradienten nach (2.5) oder direkt durch verschiedene in-situ Verfahren ermittelt werden. Gängige indirekte und direkte Verfahren zur Ermittlung der Grundwasserfließgeschwindigkeit wie Markierungsversuche, Pumpversuche, Flowmetermessungen oder Permeametermessungen werden unter anderem in [Langguth 1980; Käss 1992; Hölting & Coldewey 2008] beschrieben. Nachfolgend werden die in dieser Arbeit verwendeten Verfahren zur Ermittlung der Durchlässigkeit und der Grundwasserfließgeschwindigkeit erläutert.

3.2.1. Ableitung der Durchlässigkeit aus der Kornverteilung

Der Durchlässigkeitsbeiwert des Bodens kann über verschiedene Feld- oder Laborversuche bestimmt werden oder aus der Kornverteilungskurve abgeleitet werden. Ein Überblick über verschiedene Feld- und Laborversuche zur Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes wird in [Lang 2008] gegeben. Die Ableitung des Durchlässigkeitsbeiwertes aus der Kornverteilungskurve erfolgt meist über den wirksamen Korndurchmesser d_w und einen empirisch ermittelten Faktor C .

$$k = C d_w^2 \quad (3.2)$$

mit

k	= Durchlässigkeitsbeiwert [m s^{-1}]
C	= empirisch ermittelter Faktor [-]
d_w	= wirksamer Korndurchmesser [mm]

Eine Vielzahl von Autoren veröffentlichten verschiedene empirische oder halbempirische Verfahren zur Ermittlung des Faktors C und des wirksamen Korndurchmessers. In der Praxis häufig angewendet werden die Ansätze von [Seelheim 1880; Hazen 1892; Sichardt 1927; Zieschang 1961; Beyer 1964; Köhler 1965; Białas & Kleczkowski 1970; Seiler 1973]. Dabei werden zur Ermittlung des Durchlässigkeitsbeiwertes aus der Kornverteilung die Korngröße, das Hohlraumgefüge, die Kornform, die Wassertemperatur, der lithologische Aufbau, die Ungleichförmigkeit, die Lagerungsdichte oder die Kornrauigkeit berücksichtigt. Ein Überblick der verschiedenen Verfahren wird in [Fuchs 2010] gegeben.

3.2.2. Grundwasserfluss-Visualisierung (GFV)

Eine weniger verbreitete direkte Methode zur Bestimmung der Grundwasserfließgeschwindigkeit ist das Grundwasserfluss-Visualisierungs-Messsystem [Schöttler 1997]. Dabei wird im Filterrohrbereich einer ausgebauten Grundwassermessstelle eine hochauflösende Kamera zwischen zwei hydraulisch wirksamen Sperren (Packer) senkrecht positioniert. Mit Hilfe der Packer kann die Kamera fixiert und ein vertikaler Grundwasserfluss innerhalb der Messtrecke unterbunden werden. Durch einen integrierten Kompass wird der Stellwinkel zwischen der fixierten Kamera und magnetisch Nord bestimmt. Die Kamera erfasst optisch mittels eines Lasers beleuchtete, natürliche Feinschwebstoffe, die korrespondierend mit der Grundwasserströmung durch die Grundwassermessstelle transportiert werden. Über die Korrekturfaktoren α_K und γ_K , die das Verhältnis zwischen der Fließgeschwindigkeit im Bohrloch zur Filtergeschwindigkeit im Aquifer (α_K) und die Bauform der Messvorrichtung (γ_K) berücksichtigen, können die Grundwasserfließgeschwindigkeit und die Grundwasserfließrichtung bestimmt werden.

Das Grundwasserfluss-Visualisierungs-Messsystem wurde in verschiedenen Arbeiten durch Feld- und Labormessungen validiert [Rech 2000; Nientiedt 2001]. Mit Hilfe der Grundwasserfluss-Visualisierung

kann die Grundwasserfließgeschwindigkeit repräsentativ und reproduzierbar im Geschwindigkeitsbereich von $0,1 \text{ m d}^{-1}$ bis 500 m d^{-1} ermittelt werden.

3.3. Modellversuche im Labor

Um geothermische Problemstellungen unter definierten Randbedingungen zu untersuchen, empfiehlt es sich, experimentelle Untersuchungen an geeigneten Laborversuchsständen durchzuführen. Allgemeine Hinweise zur Analogie zwischen einer realen Problemstellung und ihrer modellartigen Abbildung im Labor bezüglich Maßstabeffekten und Randbedingungen werden in [Bear 1972] gegeben.

In [Klocke 1966] wurde ein Laborversuchsstand zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit vorgestellt. Hierfür wurde ein doppelwandiger Messingzylinder mit einem Durchmesser von etwa 20 cm und einer Höhe von etwa 100 cm mit einem Schüttgut aus Kugeln mit Durchmessern von etwa 0,1 cm bis 0,6 cm befüllt. Die Außenwand des Messingzylinders kann beliebig temperiert werden, während das eingebaute Schüttgut innerhalb des Zylinders mit Wasser vertikal von unten nach oben mit einer wählbaren Fließgeschwindigkeit durchströmt werden kann. Durch Messung der Temperatur am Wasserein- und -austritt können Rückschlüsse auf die Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit der eingestellten Fließgeschwindigkeit gezogen werden.

Vergleichbare experimentelle Laboruntersuchungen zum Wärmetransport zwischen einem Fluid und einem Schüttgut wurden von verschiedenen Autoren vorgestellt [Elder 1967; Cooper et al. 1997; Nagano et al. 2002; Metzger et al. 2004].

In [Katsura et al. 2006] wurde ein geothermischer Laborversuchsstand an der Universität Hokkaido, Japan entwickelt, mit dem die effektive Wärmeleitfähigkeit eines Lockergesteins in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit untersucht werden kann. Der Versuchsstand besteht aus einem Acrylglaszylinder mit einem Durchmesser von 30 cm und einer Höhe von etwa 40 cm. In verschiedenen Versuchen wurde der Versuchsstand mit Quarzsand mit einem Korndurchmesser von etwa 0,2 mm befüllt. In den Quarzsand wurden mit Hilfe eines Abstandhalters 25 Pt 100 Widerstandsthermometer um eine horizontale Nadelsonde eingebaut. Durch Einstellung eines konstanten hydraulischen Gefälles wurde der Quarzsand vertikal von oben nach unten mit Wasser durchströmt. Innerhalb mehrerer Einzelversuche wurde auf die Nadelsonde eine konstante thermische Last von $6,6 \text{ W m}^{-1}$ über jeweils etwa drei Stunden eingebracht und die Grundwasserfließgeschwindigkeit zwischen 0 m d^{-1} und $5,38 \text{ m d}^{-1}$ ($0; 0,73; 1,03; 2,28; 2,79; 5,38 \text{ m d}^{-1}$) variiert. Mit Hilfe der Widerstandsthermometer wurde die Temperaturentbreitung infolge der thermischen Last ermittelt und somit die effektive Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit der angelegten Grundwasserfließgeschwindigkeit bestimmt.

Für die Auswertung der effektiven Wärmeleitfähigkeit wurden verschiedene Zeitintervalle verwendet. Es zeigte sich zu Beginn der Aufbringung der thermischen Last eine geringere Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit als in einem Zeitintervall gegen Ende der Versuche. Für ein Zeitintervall von 200 s bis 500 s nach Aufbringung der thermischen Last zeigte sich eine Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit von etwa 200 %.

[Katsura et al. 2009a] führten an einem weiteren Versuchsstand an der Universität Hokkaido, Japan auch großmaßstäbliche geothermische Experimente durch. Hierfür wurde ein in fünf Kammern unterteilter Stahltank mit einer Breite von 2 m, einer Länge von 4,5 m und einer Höhe von 3 m im Untergrund installiert und nach allen Seiten mit 10 cm starkem Polyurethan thermisch isoliert. In der mittleren der fünf Kammern können verschiedene Erdwärmesondentypen vertikal eingebracht und die Kammer mit wassergesättigtem Sand befüllt werden. Mit Hilfe der übrigen Kammern kann ein konstantes hydraulisches Gefälle am Sand angelegt und somit eine horizontale Grundwasserströmung künstlich erzeugt werden. Zur Messung der Temperatur wurden zehn Widerstandsthermometer an der Erdwärmesonde und je ein weiteres am Fluidein- und -austritt der Erdwärmesonde installiert. Die

Grundwasserfließgeschwindigkeit kann als integraler Wert über die Tiefe mittels magnetischem Durchflussmesser am Wasserablauf bestimmt werden.

In verschiedenen Versuchen wurden der Erdwärmesondentyp, die angelegte Heizleistung, der Durchfluss des Wärmeträgerfluids und die Grundwasserfließgeschwindigkeit variiert. Für eine verwendete Einfach-U Sonde zeigte sich bei einer Variation der Grundwasserfließgeschwindigkeit zwischen 0 m d^{-1} und $3,7 \text{ m d}^{-1}$ ($0; 0,38; 0,86; 1,72; 3,7 \text{ m d}^{-1}$) ein Zuwachs der möglichen Heizleistung der Sonde um 54 %. In einer zweiten Versuchsreihe zeigte sich für eine verwendete Doppel-U Sonde bei einer Variation der Grundwasserfließgeschwindigkeit zwischen 0 m d^{-1} und $3,8 \text{ m d}^{-1}$ ($0; 2; 3,8 \text{ m d}^{-1}$) ein Zuwachs der möglichen Heizleistung der Sonde um 184 %.

In [Ziegler 2011] wurde im Rahmen eines Forschungsprojekts ein geothermischer Laborversuchsstand entwickelt, an dem die möglichen Entzugsleistungen von geothermisch wirksamen Abdichtungselementen in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit untersucht wurden. Hierfür wurde ein Versuchsstand mit einer Länge und einer Breite von etwa 3 m und einer Höhe von 2 m mit verdichtetem, enggestuftem Sand befüllt. In den Sand wurde ein mit Wärmetauscherrohren bestücktes Betonwandelement mit einer Fläche von etwa 5 m^2 und einer Stärke von 0,15 m eingelassen. Über frei einstellbare Wasserspiegelhöhen an Kopf- und Stirnseite des Versuchsstandes können verschiedene Grundwasserfließgeschwindigkeiten innerhalb des Sandes angelegt werden. Die Temperatúrausbreitung innerhalb des Sandes und die mögliche Entzugsleistung der geothermisch wirksamen Abdichtungselemente wurden in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit untersucht.

Die Grundwasserfließgeschwindigkeit wurde in einer Versuchsreihe zwischen 0 m d^{-1} und 1 m d^{-1} ($0; 0,5; 1 \text{ m d}^{-1}$) bezogen auf den Einstrom variiert. Aufgrund der durch das Betonwandelement gegenüber der Eintrittsfläche kleineren Wasseraustrittsfläche kam es jedoch unterhalb der Wand zu einem Düseneffekt und somit zu einer Vergrößerung der Grundwasserfließgeschwindigkeit in diesem Bereich. Eine über den Querschnitt homogene Grundwasserfließgeschwindigkeit konnte sich nicht einstellen. Im direkten Nahbereich der Wand zeigte sich keine Grundwasserströmung. Dementsprechend konnte mit dem entwickelten Versuchsaufbau der Einfluss der Grundwasserfließgeschwindigkeit auf die Entzugsleistung eines mit Wärmetauscherrohren bestückten Betonwandelements nicht untersucht werden.

In [Klaas et al. 2011] wurde die Versuchseinrichtung zur Grundwasser- und Altlastensanierung (VEGAS) der Universität Stuttgart für geothermische Laborversuche verwendet. VEGAS ist ein Großbehälter mit Abmessungen von etwa 9 m Länge, 6 m Breite und 4,5 m Höhe, der mit einer schräg einfallenden Schichtenfolge aus verschiedenen Fein-, Mittel- und Grobsanden befüllt ist. Innerhalb des Versuchsstandes wurden vier Erdwärmesonden installiert. In 14 weiteren Bohrungen innerhalb des Versuchsstandes wurden jeweils acht Widerstandsthermometer in unterschiedlichen Tiefen eingebaut. Mit Hilfe konstanter Wasserspiegelhöhen an der Kopf- und Stirnseite des Versuchstandes kann eine Grundwasserströmung über ein ungespanntes Grundwasserverhältnis eingestellt werden.

In einem durchgeführten Versuch wurde die Temperatur der Erdwärmesonde mit Hilfe eines zirkulierenden Wärmeträgerfluids über 22 Tage auf 35°C konstant gehalten. Die Grundwasserfließgeschwindigkeit wurde mit $0,4 \text{ m d}^{-1}$ eingestellt und die Temperatúrausbreitung innerhalb der einzelnen Sandschichten mit Hilfe der Pt 100 Widerstandsthermometer gemessen. Es zeigte sich eine vorrangige Ausbreitung der Temperatur in Grundwasserfließrichtung in denjenigen Sandschichten mit vergleichsweise hoher Durchlässigkeit. Die tiefenbezogene Verteilung der Grundwasserfließgeschwindigkeit wurde nicht bestimmt. Weiterhin zeigte sich eine starke Beeinflussung der gemessenen Temperaturen durch Raumtemperaturschwankungen. Eine Variation der Grundwasserfließgeschwindigkeit ist aufgrund der ungespannten Grundwasserverhältnisse kaum möglich.

3.4. Versuchseinrichtungen im Feld

Um den Einfluss der Grundwasserfließgeschwindigkeit als maßgebenden hydrogeologischen Kennwert auf die effektive Wärmeleitfähigkeit geothermischer Systeme unter natürlich vorliegenden geologischen und hydrogeologischen Heterogenitäten zu erfassen, wurden in verschiedenen Arbeiten Untersuchungen an geothermischen Feldversuchsständen durchgeführt.

[Witte & van Gelder 2006] untersuchten den Einfluss der Grundwasserfließgeschwindigkeit auf die effektive Wärmeleitfähigkeit eines geothermischen Systems an einem Feldversuchsstand in Amsterdam, Niederlande. Hierfür wurde eine 30 m tiefe Erdwärmesonde in einem gespannten Porengrundwasserleiter abgeteuft. Ein Förderbrunnen wurde mit einer Tiefe von etwa 20 m in einer Entfernung von 2,5 m zur Erdwärmesonde errichtet. 4 weitere Beobachtungsbrunnen wurden mit variierenden Tiefen in Entfernungen bis zu 25 m von der Erdwärmesonde abgeteuft.

An der Erdwärmesonde wurde ein Geothermal Response Test mit zeitlich veränderlichem Heizleistungsprofil zunächst unter natürlicher, vernachlässigbar kleiner Grundwasserfließgeschwindigkeit durchgeführt. Die effektive Wärmeleitfähigkeit wurde zu $2,1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ermittelt. In einem zweiten Test wurde Grundwasser aus dem Förderbrunnen mit einer konstanten Förderrate von $3,26 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ entnommen und somit eine erhöhte Grundwasserfließgeschwindigkeit innerhalb des Grundwasserleiters künstlich erzeugt. Am Förderbrunnen und den Beobachtungsbrunnen wurde die Energiehöhe des gespannten Grundwassers gemessen. Die Durchlässigkeit des Grundwasserleiters wurde anhand des durchgeführten Pumpversuchs zu etwa 5 m d^{-1} bis 10 m d^{-1} bestimmt. Nach Erreichen des stationären Zustandes wurde die Grundwasserfließgeschwindigkeit über die Durchlässigkeit des Grundwasserleiters und die Differenz der Energiehöhen des Grundwassers im Förderbrunnen zu der im nächstgelegenen Beobachtungsbrunnen mit (2.5) zu 3 m d^{-1} bis 6 m d^{-1} ermittelt. Im stationären Zustand des Pumpversuchs wurde ein Geothermal Response Test an der Erdwärmesonde mit dem gleichen Heizleistungsprofil wie in dem Versuch ohne künstlich erhöhte Grundwasserströmung durchgeführt.

Bei dem Versuch mit künstlich erhöhter Grundwasserfließgeschwindigkeit zeigte sich gegenüber dem Versuch unter natürlicher Grundwasserfließgeschwindigkeit eine geringere Zunahme der Temperatur innerhalb der Erdwärmesonde. Die effektive Wärmeleitfähigkeit wurde zu $2,3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ermittelt, was einer Erhöhung der effektiven Wärmeleitfähigkeit von 10 % entspricht. Bei der von [Witte & van Gelder 2006] angegebenen Grundwasserfließgeschwindigkeit handelt es sich um die maximale Grundwasserfließgeschwindigkeit, die ausschließlich beim Eintritt des Grundwassers in den Förderbrunnen auftritt. Die Grundwasserfließgeschwindigkeit im Bereich der Erdwärmesonde liegt vermutlich unter dem angegebenen Wert. Die tiefenbezogene Grundwasserfließgeschwindigkeit wurde nicht bestimmt.

In [Katsura et al. 2009b] wurden an einem Feldversuchsstand an der Universität Hokkaido, Japan geothermische Untersuchungen durchgeführt. Ziel der Untersuchungen war es, anhand gemessener Temperaturentwicklungen infolge einer thermischen Last Rückschlüsse auf die vorliegenden Grundwasserfließgeschwindigkeiten zu ziehen. Entsprechend dem vorliegenden Grundwasserstand von 5,3 m u GOK wurden hierfür Nadelsonden in Tiefen zwischen 6 m und 10 m u GOK im wassergesättigten Bereich eines kiesigen Sandes installiert. Mit Hilfe der Nadelsonden wurde eine konstante thermische Last von 4 W m^{-1} in den Untergrund eingebracht. Die Temperaturentwicklung innerhalb der Nadelsonde wurde anhand von Widerstandsthermometern ermittelt.

Anhand der gemessenen Temperaturentwicklungen konnten Rückschlüsse auf die vorliegende Grundwasserfließgeschwindigkeiten gezogen werden. Es zeigte sich für die Nadelsonde in 6 m u GOK eine Grundwasserfließgeschwindigkeit von 0 m d^{-1} . Für die übrigen Temperaturentwicklungen im Bereich von 7 m u GOK bis 10 m u GOK konnten die Grundwasserfließgeschwindigkeiten zu $0,27 \text{ m d}^{-1}$ bis $0,54 \text{ m d}^{-1}$ bestimmt werden, die in Einklang mit den erwarteten Grundwasserfließgeschwindigkeiten standen.

In [Hawkins & Becker 2012] wurde der Wärmeübergang von strömendem Grundwasser auf einen geklüfteten, oberflächennah anstehenden Potsdam-Sandstein untersucht. Hierfür wurde an einem Feldversuchsstand in Altona Flat Rocks, New York Wasser mit einer konstanten Temperatur von 40°C für 46 Stunden mit Injektionsraten von 0,24 m³ h⁻¹ und 0,48 m³ h⁻¹ in einen 7,6 m tiefen Schluckbrunnen injiziert. Das eingebrachte Wasser wurde in zwei Versuchen aus verschiedenen jeweils 6,5 m entfernten Förderbrunnen entnommen und die Temperaturdifferenz zwischen dem eingebrachten und entnommenen Wasser verglichen. Die Temperatursausbreitung innerhalb des Sandsteins wurde mittels faseroptischer Temperaturmessung über Glasfaserkabel erfasst, die in zehn Bohrlöchern zwischen Förder- und Schluckbrunnen und in deren Umfeld installiert wurden.

In Abhängigkeit der Förderrate und des gewählten Förderbrunnens zeigten sich Temperaturdifferenzen zwischen dem eingebrachten und dem entnommenen Wasser von 1°C bis 4°C. Mit Hilfe der faseroptischen Temperaturmessung konnte eine Zunahme der Temperatur des Festgesteins um 3°C bzw. 6°C gemessen werden. Noch in einer Entfernung von 5 m zur direkten Verbindung zwischen Injektions- und Schluckbrunnen konnte eine Temperaturerhöhung des Festgesteins festgestellt werden.

In [Malm et al. 2010] wurde an einem Feldversuchsstand in Kaiserslautern die effektive Wärmeleitfähigkeit von Erdwärmesonden in Abhängigkeit der tiefenbezogenen Grundwasserfließgeschwindigkeit untersucht. Hierfür wurden an einem Erdwärmesondenfeld bestehend aus 40 Sonden mit Tiefen von jeweils 130 m EGRTs in Kombination mit Grundwasserfluss-Visualisierungen durchgeführt. Das Erdwärmesondenfeld befindet sich in einem Fein- bis Mittelsandstein, der in Abhängigkeit des Ton- und Schluffgehalts teilweise ein Poren- und teilweise ein Kluftgrundwasserleiter ist. Die mittels EGRT bestimmte effektive Wärmeleitfähigkeit zeigte eine deutliche Korrelation mit der gemessenen tiefenbezogenen Grundwasserfließgeschwindigkeit. Gerade in geklüfteten Bereichen, die eine Grundwasserfließgeschwindigkeit von bis zu 518 m d⁻¹ aufwiesen, zeigten sich Wärmeleitfähigkeiten von bis zu 3,7 W m⁻¹ K⁻¹, was einer Erhöhung der effektiven Wärmeleitfähigkeit gegenüber dem ungeklüfteten Bereich von 32 % entspricht.

3.5. Verfahren zur numerischen Modellierung geothermischer Systeme

Die in (Kapitel 0) beschriebenen analytischen Lösungen der Differentialgleichung des geothermischen Wärmetransports gelten nur für vereinfachte geothermische Fragestellungen. In Wirklichkeit sind die geothermischen Systeme jedoch meist komplexer, weshalb diese analytischen Lösungen nur selten anwendbar sind.

Beispielsweise ist die Temperatur innerhalb einer Erdwärmesonde in einem horizontalen Schnitt nicht radialsymmetrisch aufgrund der unterschiedlichen Temperaturen von Vor- und Rücklauf. Auch der Wärmetransport um eine durch Grundwasserströmung beeinflusste Erdwärmesonde verläuft nicht radialsymmetrisch. Innerhalb einer Erdwärmesonde findet durch den Verlauf der Wärmeträgerflüssigkeit Wärmetransport vertikal statt. Weiterhin bilden die Materialien Wärmeträgermedium, Sondenwandung, Verfüllmaterial und Boden mit ihren unterschiedlichen thermischen Eigenschaften und disproportionalen Abmessungen ein komplexes System in Reihe geschalteter thermischer Widerstände. Neben heterogenen geologischen Schichtungen ist auch die ungestörte Bodentemperatur des geothermischen Systems nicht homogen, sondern über die Tiefe zunehmend, sodass die geothermischen Fragestellungen meist dreidimensionaler bzw. räumlicher Natur sind.

3.5.1. Numerische Modelle geothermischer Systeme

Um komplexe, dreidimensionale, instationäre geothermische Systeme zu modellieren, wurde eine Vielzahl numerischer Modelle entwickelt, die sich unterschiedlicher Ansätze und Vereinfachungen bedienen. Nachfolgend wird ein Überblick über numerische Modelle des geothermischen Wärmetransports gegeben. Weiterführende Erläuterungen hierzu können [Chiasson 1999; Do & Haberl 2010; Hecht-Méndez et al. 2010; Bozzoli et al. 2011] entnommen werden.

[Eskilson 1987] stellte ein Modell vor, das eine einzelne Erdwärmesonde im homogenen Untergrund unter Vernachlässigung der Wärmekapazitäten abbildet. Um den Wärmetransport innerhalb des umgebenden Untergrunds und die gegenseitige Beeinflussung mehrerer Erdwärmesonden zu berücksichtigen, wurden sogenannte G-Funktionen eingeführt, mit denen die dimensionslose Temperaturantwort auf die thermische Last an der Bohrlochwandung beschrieben wird.

[Hellström 1989] entwickelte das DST Modell (duct ground heat storage model) zur Modellierung geothermischer Wärmespeichersysteme mit Hilfe eines eindimensionalen radialen Netzes. Mit DST kann auch der Wärmeübergang zwischen dem Wärmeträgerfluid, das innerhalb eines Rohrsystems zirkuliert und dem umgebenden Untergrund modelliert werden.

[Brehm 1989] entwickelte das dreidimensionale Finite-Differenzen-Modell TRADIKON-3D (Transport von Wärme durch Diffusion und Konvektion in drei Dimensionen) auf Basis von Fortran 77. TRADIKON-3D löst die Strömungs- und Wärmetransportgleichung simultan durch Iterationsverfahren unter der Annahme einer konstanten Dichte und Wärmekapazität des Grundwassers, konstanter Wärmekapazität des Gesteins und Vernachlässigung der Dispersion.

[Shonder & Beck 1999] entwickelten auf Basis der Zylinderquellentheorie ein eindimensionales numerisches Modell in Kombination mit einer modellbasierten Parameterabschätzung. Mit Hilfe dieses Modells kann ein dünner Film als wärmekapazitätsloser Bohrlochwiderstand sowie das Verfüllmaterial mit eigenen Werten für Wärmekapazität und Wärmeleitfähigkeit abgebildet werden [Gehlin & Hellström 2003].

[Yavuzturk & Spitler 1999] entwickelten auf Basis des G-Funktionen-Modells nach Eskilson ein transientes zweidimensionales numerisches Finite-Volumen-Modell (short time step response factor model), das auch die thermischen Eigenschaften des Verfüllmaterials berücksichtigt. Durch eine Anpassung der Wärmeleitfähigkeit der Sondenwandung kann auch der Wärmeübergang zwischen dem fließenden Wärmeträgerfluid und der Sondenwandung abgebildet werden [Gehlin & Hellström 2003].

[Al-Khoury & Bonnier 2006] präsentierten einen numerischen Ansatz auf Basis der Finite-Elemente-Methode zur Abbildung von Erdwärmesonden durch vertikale Linienelemente im dreidimensionalen Raum. Durch diesen Ansatz können die instationären Vorgänge innerhalb einer Erdwärmesonde abgebildet werden, während auf die feine Netzdiskretisierung zur Abbildung der Sondengeometrie verzichtet werden kann. Somit kann die Elementanzahl deutlich reduziert werden.

[Marcotte & Pasquier 2008] präsentierten ein dreidimensionales Modell zur Berechnung des Wärmetransports um ein geothermisches System. Vereinfachend wird das Wärmeträgerfluid dabei als Festkörper angenommen und der Wärmeübergang mittels Fourierschem-Gesetz vereinfachend mit Hilfe eines anisotropen Wärmeleitfähigkeitstensors berechnet.

[Signorelli et al. 2007] entwickelten ein dreidimensionales Modell, das auch den Wärmetransport innerhalb der Wärmetauscherrohre mit Hilfe von eindimensionalen Rohrelementen innerhalb der dreidimensionalen Matrix abbildet. Weiterhin kann die Grundwasserströmung um das geothermische System modelliert werden [Bozzoli et al. 2011].

In [Glück 2008] wurde ein Modell basierend auf der Finite-Volumen-Methode vorgestellt, das den Wärmetransport im Bohrloch in Abhängigkeit verschiedener Sondengeometrien abbildet. Die wärmetechnischen Vorgänge im Bohrloch werden dabei quasistationär betrachtet. Der Bohrlochquerschnitt wird über eine entwickelte Formfaktorenmethode untersucht. Die Wärmeübergangskoeffizienten, Wärmedurchgangs- und Teildurchgangskoeffizienten für die Rohrströmung können über die Ähnlichkeitstheorie unter Verwendung der Nußelt-Gleichung ermittelt werden. Der Bohrlochradius wird über die Tiefe als konstant angenommen. Die Simulation erfolgt für den umgebenden Untergrund instationär, eine Grundwasserströmung wird vernachlässigt.

Neben den beschriebenen Modellen existiert eine Vielzahl an kommerzieller Software zur numerischen Modellierung volldiskretisierter geothermischer Systeme. Im deutschsprachigen Raum weit verbreitet sind die Programme FEFLOW [Diersch 2005], SHEMAT [Clauser 2003] und FRACTure [Kohl 1992], auf die hier nicht weiter eingegangen wird.

3.5.2. Numerische Modelle geothermischer Systeme bei Grundwasserströmung

Nachfolgend wird ein Überblick über Arbeiten gegeben, in denen geothermische Systeme unter Berücksichtigung der Grundwasserströmung modelliert und hinsichtlich verschiedener Fragestellungen untersucht wurden.

[Chiasson et al. 2000] untersuchten den Einfluss der Grundwasserfließgeschwindigkeit auf den Wärmetransport um eine Einfach-U Erdwärmesonde mit AQUA3D [Matthew 2010]. Hierfür wurden Geothermal Response Tests mit Hilfe eines zweidimensionalen Finite-Elemente-Modells abgebildet und die effektive Wärmeleitfähigkeit über die Temperatursteigung innerhalb der Erdwärmesonde mit Hilfe der Linienquellentheorie ermittelt. In verschiedenen Szenarien wurde die Grundwasserfließgeschwindigkeit in mehreren Schritten zwischen 0 m d^{-1} und $1,6 \text{ m d}^{-1}$ variiert. Es zeigte sich, dass für stark durchlässige Böden und Gesteine die Grundwasserfließgeschwindigkeit einen signifikanten Einfluss auf die Effizienz einer Erdwärmesonde hat. Weiterhin zeigte sich, dass bei hohen Grundwasserfließgeschwindigkeiten die ermittelte effektive Wärmeleitfähigkeit mit steigender Versuchsdauer zunimmt.

In [Wagner & Clauser 2001] wurde eine Erdwärmesonde mit dem Finite-Differenzen-Modell SHEMAT [Clauser 2003] dreidimensional modelliert und die Entzugsleistung in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit und der Aquifermächtigkeit untersucht. Bei einer fiktiven 2.240 m tiefen Erdwärmesonde zeigte sich bei einer Grundwasserfließgeschwindigkeit von $0,26 \text{ m d}^{-1}$ und einer Aquifermächtigkeit von 280 m eine Steigerung der Entzugsleistung der Erdwärmesonde um etwa 10 % gegenüber dem Szenario ohne Grundwasserströmung.

[Witte 2001] modellierte eine Erdwärmesonde mit dem Programm HST3D [Kipp 1987] dreidimensional. Das Modell wurde auf Basis experimentell gewonnener Daten von zwei Geothermal Response Tests mit und ohne Grundwasserströmung validiert. Anschließend wurde die Grundwasserfließgeschwindigkeit im Modell zwischen 0 m d^{-1} und $0,71 \text{ m d}^{-1}$ variiert. Bereits bei einer Erhöhung der Grundwasserfließgeschwindigkeit von 0 m d^{-1} auf $0,18 \text{ m d}^{-1}$ zeigte sich eine Zunahme der über die Linienquellentheorie ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit um 13 %.

In [Pahud et al. 2002] wurde der Einfluss verschiedener hydrogeologischer Kennwerte auf die Entzugsleistung eines geothermischen Systems untersucht. Hierfür wurden drei Erdwärmesonden einer einheitlichen Länge von 100 m mit dem Programm FRACTure [Kohl 1992] modelliert. Die Diskretisierung erfolgte auf der Basis der Finite-Elemente-Methode. In verschiedenen Szenarien wurde die Grundwasserfließgeschwindigkeit zwischen 1 m d^{-1} und 5 m d^{-1} , die Grundwasserfließrichtung zwischen 0° und 270° und die Aquifermächtigkeit zwischen 1 m und 20 m variiert. Es zeigte sich ein signifikanter Leistungszuwachs der untersuchten Erdwärmesonden von bis zu 70 %.

In [Kleiner 2003] wurde eine fiktive Koaxial Erdwärmesonde mit SHEMAT dreidimensional modelliert und deren Entzugsleistung in Abhängigkeit verschiedener Kennwerte untersucht. Die Grundwasserfließgeschwindigkeit wurde im Bereich von 0 m d^{-1} bis $0,09 \text{ m d}^{-1}$ variiert. Es zeigte sich, dass eine Erhöhung der Grundwasserfließgeschwindigkeit von 0 m d^{-1} auf $0,0009 \text{ m d}^{-1}$ keine signifikante Auswirkung auf die Entzugsleistung der Erdwärmesonde hat. Bei einer Erhöhung der Grundwasserfließgeschwindigkeit auf $0,09 \text{ m d}^{-1}$ zeigte sich jedoch eine Zunahme der möglichen Entzugsleistung um 20 % gegenüber der Simulation ohne Grundwasserströmung.

[Kuhn et al. 2004] untersuchten im Zuge der Dimensionierung eines Erdwärmesondenspeichers den Einfluss der Anordnung und des Abstandes der Erdwärmesonden zueinander sowie der Grundwasser-

fließgeschwindigkeit. Der doppelsymmetrische Erdwärmesondenspeicher bestehend aus 36 Erdwärmesonden mit jeweils 30 m Länge wurde durch ein dreidimensionales Finite-Elemente-Modell mit dem Programm ANSYS [ANSYS Europe Ltd 2009] abgebildet. Die Grundwasserfließgeschwindigkeit wurde im Bereich zwischen 0 m d^{-1} bis $0,09 \text{ m d}^{-1}$ variiert. Es zeigte sich eine starke Beeinflussung des Speichernutzungsgrades in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit.

Durch [Pannike et al. 2006] wurde die Ausbreitung von Temperaturfahnen um eine fiktive Erdwärmesonde in variierender Geologie und Hydrogeologie untersucht. Hierfür wurde mit SHEMAT die Temperaturänderung des umgebenden Untergrundes infolge eines dreißigjährigen Energieentzugs durch eine Erdwärmesonde modelliert. Die dreidimensionale Diskretisierung erfolgte mit der Finite-Differenzen-Methode. In mehreren Szenarien wurde der umgebende Untergrund zwischen verschiedenen homogenen Bodenarten (Ton, Schluff, Feinsand, Mittelsand, Grobsand) variiert und die thermischen und hydrogeologischen Eigenschaften auf Grundlage von Literaturwerten angenommen. Es zeigte sich, dass für stark durchlässige Bodenarten der konvektive Anteil am Gesamtwärmetransport gegenüber dem konduktiven Anteil überwiegt. Die geometrische Form der Isothermen um das geothermische System hängt vorrangig von der Fließgeschwindigkeit, aber auch von den geologischen Kennwerten und der Entzugsleistung ab.

[Lee & Lam 2007] untersuchten den Einfluss der Grundwasserfließrichtung auf Erdwärmesondenfelder. Hierfür wurde ein fiktives Erdwärmesondenfeld durch ein dreidimensionales Finite-Differenzen-Modell abgebildet. Die Anordnung der Erdwärmesonden zueinander und die Grundwasserströmung wurden in verschiedenen Szenarien variiert. Es konnte festgestellt werden, dass die Grundwasserfließrichtung gerade für Grundwasserfließgeschwindigkeiten kleiner $0,09 \text{ m d}^{-1}$ auf die Temperatur innerhalb von Erdwärmesonden in quadratisch angeordneten Erdwärmesondenfeldern keinen signifikanten Einfluss hat.

[Signorelli et al. 2007] untersuchten numerisch den Einfluss der Grundwasserfließgeschwindigkeit und der Aquifermächtigkeit auf Geothermal Response Tests. Mit FRACTure wurde hierfür eine fiktive 160 m tiefe Erdwärmesonde dreidimensional modelliert und thermisch belastet. Die sich ergebenden Temperatursteigungen innerhalb der Erdwärmesonde wurden mit Hilfe der Linienquellentheorie ausgewertet. Innerhalb eines 10 m mächtigen Aquifers wurde die Grundwasserfließgeschwindigkeit zwischen $0,1 \text{ m d}^{-1}$ und 2 m d^{-1} variiert. Schon bei einer Grundwasserfließgeschwindigkeit von $0,5 \text{ m d}^{-1}$ zeigte sich eine Erhöhung der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit um 7 %. In einem zweiten Szenario wurde bei einer konstanten Grundwasserfließgeschwindigkeit von 1 m d^{-1} die Aquifermächtigkeit zwischen 1 m und 20 m variiert. Bei einer Aquifermächtigkeit von 20 m zeigte sich eine Erhöhung der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit um 24 %.

In [Wagner et al. 2012] wurde der Einfluss der thermischen Dispersion auf ein geothermisches System untersucht. Hierfür wurden Temperaturkurven eines Geothermal Response Tests mit dem Finite-Elemente-Modell FEFLOW [Diersch 2005] numerisch erzeugt. Eine fiktive Erdwärmesonde wurde mit einer Länge von 100 m dreidimensional modelliert und über ihre gesamte Länge durch eine Grundwasserfließgeschwindigkeit von $0,2 \text{ m d}^{-1}$ beeinflusst. Die Variation des Dispersionskoeffizienten α_L zwischen 0 m und 1 m führte zu einer Zunahme der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit des geothermischen Systems um 218 %.

Nachfolgend wird ein zusammenfassender Überblick über die Ergebnisse der vorgestellten numerischen Untersuchungen zum Einfluss der Grundwasserfließgeschwindigkeit auf geothermische Systeme gegeben (Abbildung 12). Der Vergleichbarkeit halber wurde der Zuwachs der jeweils untersuchten Größe (Effektive Wärmeleitfähigkeit λ , Entzugsleistung \dot{Q} , Temperatur T , Speichernutzungsgrad η) mit dem Verhältnis der untersuchten Aquifermächtigkeit M zur Länge der Erdwärmesonde H normiert und in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit dargestellt.

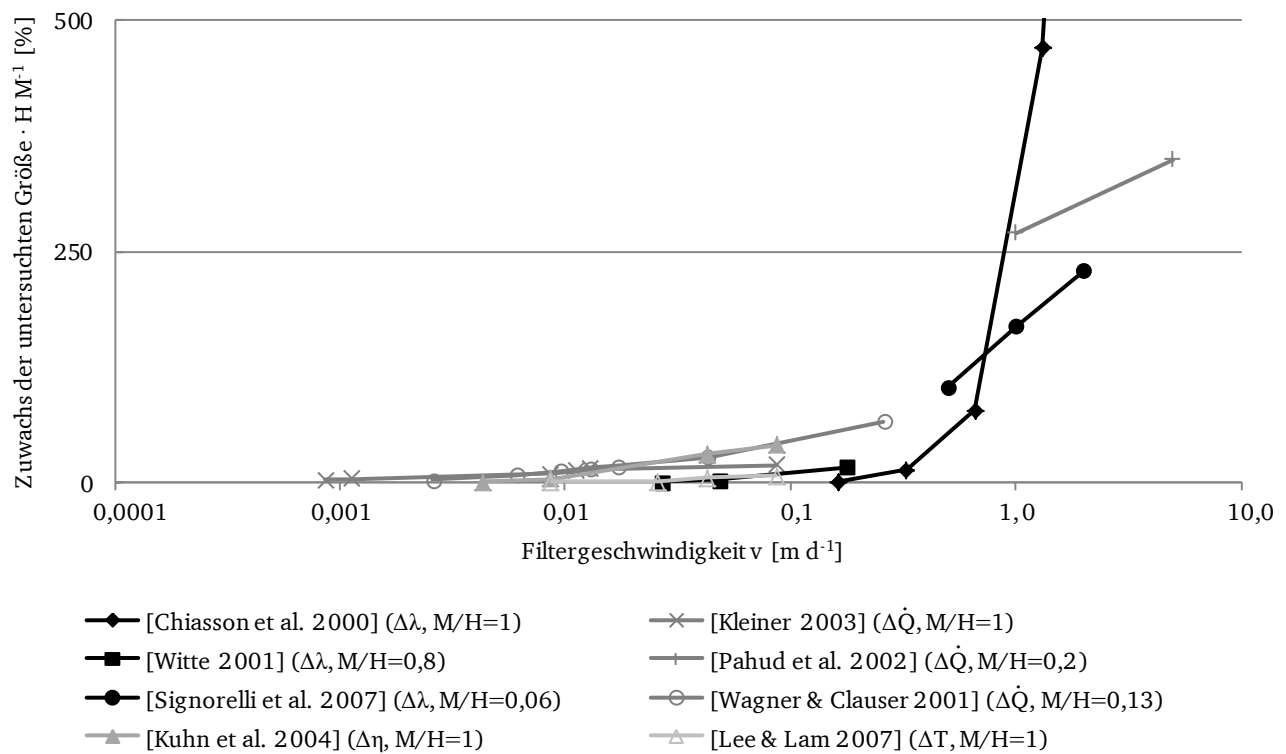


Abbildung 12: Numerische Untersuchungen zum Einfluss der Filtergeschwindigkeit auf geothermische Systeme

Aus den vorgestellten numerischen Untersuchungen lässt sich zusammenfassen, dass schon Grundwasserfließgeschwindigkeiten von 0,01 m d⁻¹ einen erheblichen Einfluss auf geothermische Systeme haben. Grundwasserfließgeschwindigkeiten größer 0,1 m d⁻¹ haben einen signifikanten Einfluss auf geothermische Systeme.

4. Eigene experimentelle Laboruntersuchungen

Bei der Untersuchung von großmaßstäblichen Problemstellungen empfiehlt sich die Verwendung von Modellversuchen. Dabei wird das natürliche, großmaßstäbliche System durch ein möglichst vergleichbares Modell in einem verkleinerten Maßstab im Labor abgebildet. Beide Systeme können als ähnlich im technischen Sinne angesehen werden, wenn sich die physikalischen Gleichungen, die die geometrischen, kinematischen und dynamischen Eigenschaften der Systeme beschreiben, im Modell nicht ändern. Allgemeine Hinweise zur Modellanalogie werden in [Bear 1972] gegeben. Die am häufigsten verwendeten Modelle zur Abbildung von Strömungen durch poröse Medien sind das Parallel-Platten Modell und das Sandbox Modell.

Das Parallel-Platten Modell (auch Hele-Shaw Zelle genannt) ist ein Modell im stark verkleinerten Maßstab. Der natürliche Grundwasserfluss durch ein poröses Medium wird dabei durch ein zweidimensional strömendes Fluid durch den schmalen Spalt zweier paralleler Platten abgebildet [Hele-Shaw 1897].

Das Sandbox Modell ist ein Modell in einem weniger stark verkleinerten Maßstab als die Hele-Shaw Zelle. Dabei wird der natürliche Grundwasserfluss durch ein poröses Medium durch analoge Medien in einem wasserdichten Laborversuchsstand abgebildet. Wird im Versuchsstand das gleiche poröse Medium als auch das gleiche Fluid wie im natürlichen System verwendet, treten keinerlei Maßstabeffekte auf. Lediglich an der Versuchsstandswandung können sich Randprobleme zeigen. So können beispielsweise an der Versuchsstandswandung Bereiche veränderter Dichte oder Porenanteil des porösen Mediums oder Bereiche beeinflusster Strömung auftreten. Um den Einfluss dieser Randprobleme auf das abgebildete Modell zu minimieren, sind die Abmessungen des Versuchsstandes hinreichend groß zu wählen.

Der Einfluss der Versuchsstandswandung auf Kennwerte des porösen Mediums in Abhängigkeit der Abmessungen des Versuchsstandes wurde in der Vergangenheit stark diskutiert. [Klocke 1966] schlussfolgert aus Untersuchungen verschiedener Autoren, dass bei einem Verhältniswert vom Durchmesser des Laborversuchsstand zum verwendeten Korndurchmesser größer 20 der Wandeinfluss vernachlässigbar ist.

4.1. Versuchsaufbau

Im Zuge dieser Arbeit wurde ein geothermischer Laborversuchsstand in Zusammenarbeit mit dem Institut für Angewandte Geowissenschaften (IAG) an der Technischen Universität Darmstadt entwickelt. Ziel der Laboruntersuchungen war es, den Wärmetransport eines geothermischen Systems unter verschiedenen vorgegebenen Filtergeschwindigkeiten, thermischen Lastfällen und verschiedenen Einbaukonfigurationen unter wohl definierten Randbedingungen im Modellversuch zu untersuchen.

Vor dem Bau des Wärmeleitungs- und Wärmeströmungsversuchsstandes wurden numerische Voruntersuchungen durchgeführt, um den Versuchsstand zu dimensionieren [Huber et al. 2011]. Weiterhin sollten die Anzahl und die Anordnung der Messsensoren in Abhängigkeit des gewählten eingebauten Bodens, der angelegten Filtergeschwindigkeit und der vorgesehenen Versuchsdauer bestimmt werden. Der Einfluss der Anschlusskabel, der Linienquelle und der Versuchsstandswandung auf das strömende Wasser wurde untersucht.

Entsprechend den durchgeführten numerischen Voruntersuchungen wurde der Laborversuchsstand mit Außenmaßen von 312 cm / 76 cm / 90 cm (L / B / H) und Innenmaßen von 297 cm / 64 cm / 71 cm (L / B / H) errichtet (Abbildung 13). Mit diesen Innenmaßen können Bodenarten mit Korngrößen bis zum Mittelkiesbereich ohne einen Randeinfluss der Versuchsstandswandung verwendet werden. Durch das Innenmaßverhältnis von Länge zu Breite von etwa 4,6 können geothermische Versuche auch mit

großen Filtergeschwindigkeiten und Versuchsdauern durchgeführt werden, ohne dass die Temperaturfahne infolge der eingebrachten Heizleistung an die Systemränder stößt.

Ansicht

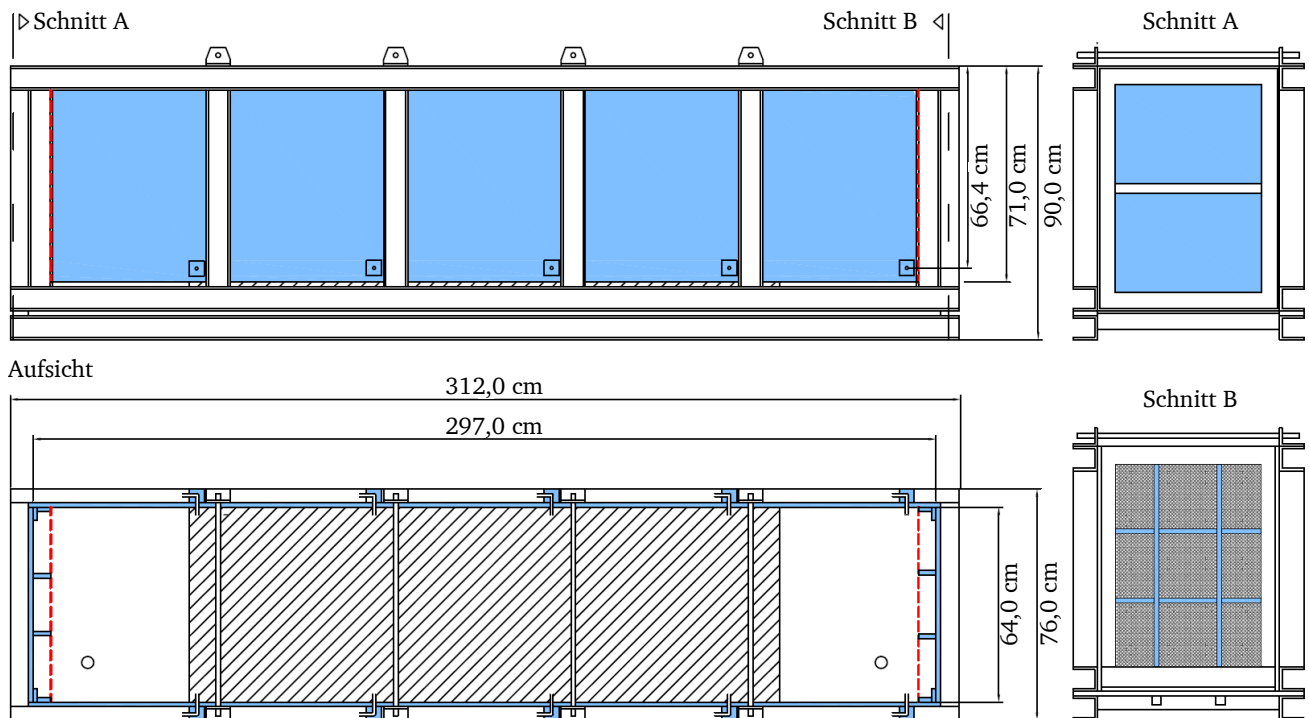


Abbildung 13: Systemskizze und Abmessungen des Laborversuchsstandes

Die Konstruktion wurde mit einer Acrylglaswandung von 1,5 cm Stärke ausgeführt, die durch einen Rahmen aus Stahlträgern verstärkt wurde. Die Stahlträger in Form eines U 80 Profils wurden vertikal alle 50 cm und horizontal am oberen und unteren Ende des Versuchsstandes platziert (Abbildung 14). Der Versuchsstand kann mit einem Acrylglasdeckel abgeschlossen werden. Boden, Wände und Deckel sowie deren Verbindungen sind für hohe Wasserdrücke dicht ausgelegt.



Abbildung 14: Unbefüllter Laborversuchsstand

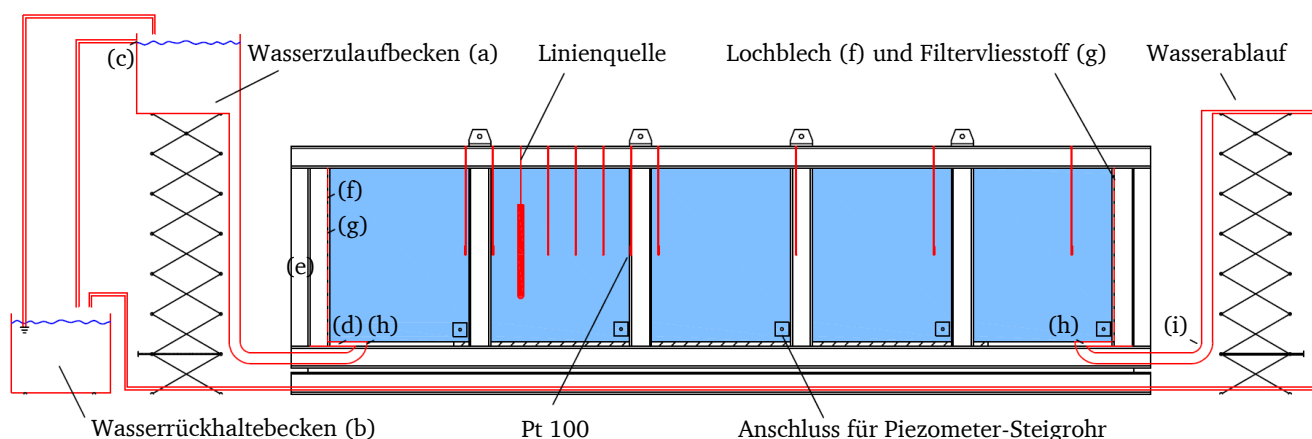
Der Versuchsstand kann mit teil- oder vollgesättigten Böden befüllt werden. Somit können verschiedene geologische und hydrogeologische Verhältnisse modelliert und durch die massive, wasserdichte Konstruktion auch gespannte Grundwasserverhältnisse simuliert werden.

In der Bodenplatte sind Anschlüsse für den Wasserzu- und -ablauf (Abbildung 15, h) montiert. Am Wasserzulauf ist über ein Schlauchsystem ein höhenverstellbares Wasserzulaufbecken außerhalb des Versuchsstandes angeschlossen (Abbildung 15, a). Das Wasserzulaufbecken wird permanent mit Wasser aus einem Wasserrückhaltebecken mit einem Fassungsvermögen von etwa $0,6 \text{ m}^3$ gespeist (Abbildung 15, b). Mit Hilfe eines Überlaufs (Abbildung 15, c) wird die Wasserspiegelhöhe innerhalb des Wasserzulaufbeckens konstant gehalten.

Am Wasserablauf ist ein weiteres Schlauchsystem angeschlossen (Abbildung 15, i). Über Stellschrauben kann die Wasserspiegelhöhe des Wasserablaufsystems konstant gehalten werden. Über die eingestellte Wasserspiegelhöhen Differenz zwischen dem Wasserzulauf- und Wasserablaufsystem kann strömendes Grundwasser mit unterschiedlichen Filtergeschwindigkeiten innerhalb des Versuchsstandes simuliert werden.

Im Wasserzulauf wird das einströmende Wasser über Leitbleche mehrfach umgelenkt und in eine Vorkammer geleitet (Abbildung 15, e). Dies vermeidet ein punktuell einströmen des Wassers in den eingebauten Boden [Klocke 1966]. Die Vorkammer und der eingebaute Boden sind durch ein Lochblech (Abbildung 15, f) (Lochdurchmesser 0,5 cm, Lochabstand 0,3 cm) sowie einen zweischichtigen, mechanisch verfestigten Filtervliesstoff aus Polypropylen und Polyester (Abbildung 15, g) der Firma Naue getrennt. Durch die charakteristische Öffnungsweite des Filtervliesstoffes von 0,08 mm kann ein Ausspülen des eingebauten Bodens wirksam verhindert werden. Die Anordnung der Vorkammer, des Lochblechs und des Filtervliesstoffes gewährleistet eine über den gesamten Querschnitt weitestgehend homogene Filterströmung.

Ansicht



Aufsicht

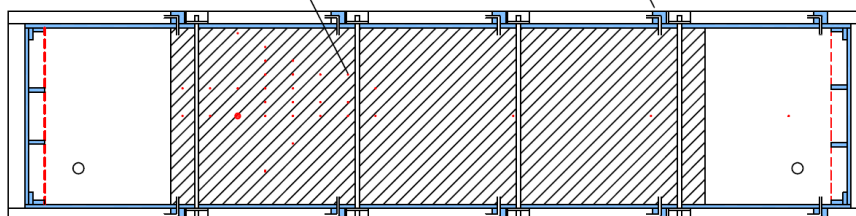


Abbildung 15: Systemskizze der Messanordnung des Laborversuchsstandes

Innerhalb des Wasserzulaufs passiert das zugeführte Wasser zur Entlüftung verschiedene Schichten von Sanden und Kiesen in Anlehnung an [DIN-18130-1 1998]. Weiterhin wird das zugeführte Wasser im Wasserrückhaltebecken zur bakteriellen Desinfektion permanent mit UV-Licht bestrahlt. Hierdurch werden Algen- und Bakterienwachstum verhindert, die ein Verstopfen der Schlauchsysteme verursa-

chen können [Bear 1972]. Vor dem Eintritt in den Versuchsstand wird das Wasser durch ein 15 m langes Edelstahl-Wärmetauscherrohrsystem geleitet.

Dieses befindet sich in einem Wasserbad, das durch ein Ministat 230 Umwälzthermostat der Firma Huber mit einer Temperaturkonstanz von 0,02 K temperiert werden kann. Somit kann die Temperatur des eingeleiteten Wassers kontrolliert werden.

In etwa einem Drittel der Länge des Versuchsstandes ist eine 0,6 m lange Linienquelle vertikal installiert. Die Linienquelle besteht aus einem Kupferrohr (1,8 cm Außendurchmesser, 0,1 cm Wandstärke), in dem ein Heizelement integriert ist. Die Linienquelle ist an ein Labornetzgerät EA-PS 8160-04 T der Firma Elektro-Automatik angeschlossen, mit dem eine thermische Last von bis zu 640 W mit einer Genauigkeit von 0,2 % in den Boden eingebracht werden kann. Um eine möglichst homogene Temperaturverteilung innerhalb der Linienquelle zu gewährleisten, wurde das Kupferrohr mit Silikonöl befüllt.

Die Wasserspiegelhöhen des Wasserzulaufbeckens [E], des Wasserablaufs [A] und verschiedener Punkte innerhalb des Versuchsstandes [1] – [10] können über 12 Piezometer-Steigrohre gemessen werden (Abbildung 16). Dabei sind jeweils zwei Piezometer-Steigrohre gegenüberliegend angeordnet, um Messausfälle zu vermeiden. Die Piezometer-Steigrohre sind der Vergleichbarkeit halber zu einer Pegelharfe zusammengeführt.

Am Wasserablauf ist der Querschnitt des Versuchsstandes in neun Segmente (S1 – S9) unterteilt. Der Durchfluss durch jedes einzelne Segment kann zeitgleich separat ermittelt werden. Somit können qualitative Rückschlüsse über die Homogenität des Durchflusses über den Querschnitt gezogen werden.

Zur Messung der Temperaturentwicklung sind insgesamt 33 Pt 100 Widerstandsthermometer (Pt 100) mit einer Genauigkeitsklasse A [DIN-EN-60751 2009] installiert. Ein Pt 100 ist innerhalb der Linienquelle (31) und ein weiterer an der Außenwand der Linienquelle (11) angeordnet. Ein Pt 100 (33) erfasst die Wasserzulauftemperatur, während ein Pt 100 (32) die Lufttemperatur um den Versuchsstand erfasst. Weiterhin sind 29 Pt 100 innerhalb des eingebauten Sandes in einer horizontalen Ebene in etwa der Mitte der Höhe des Versuchsstandes angeordnet. Unter der Annahme einer symmetrischen Entwicklung der Temperaturfahne um die Linienquelle in Längsachse des Versuchsstandes wurden 27 Pt 100 auf einer Seite der Symmetrieachse installiert. Zwei Pt 100 (14 und 15) wurden gespiegelt zur Symmetrieachse angeordnet, um die angenommene symmetrische Entwicklung der Temperaturfahne zu überprüfen. Zwei Pt 100 (3 und 29) wurden im Randbereich des Versuchsstandes installiert, um ein Erreichen der Temperaturfahne an den Systemrändern zu erfassen (Abbildung 16).

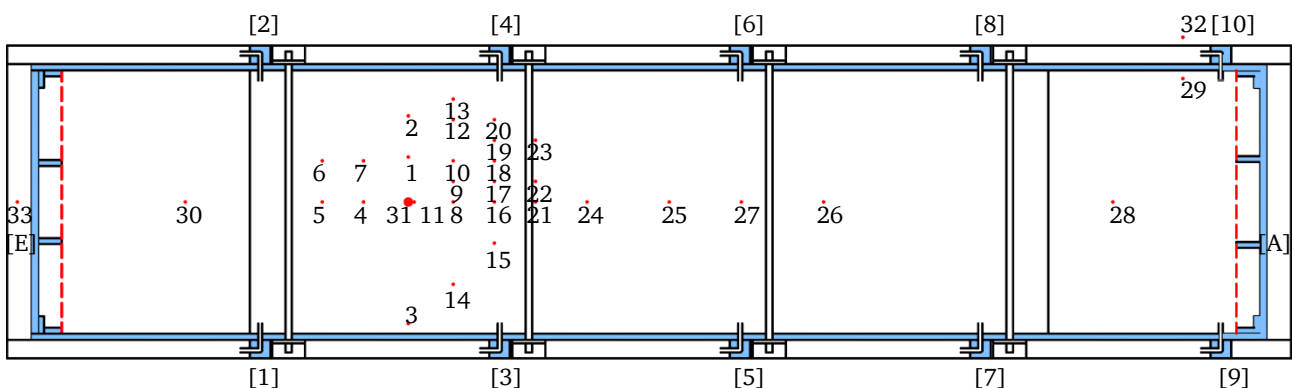


Abbildung 16: Anordnung der Pt 100 Widerstandsthermometer und der Piezometer-Steigrohre

Die insgesamt 33 Pt 100 sind an 16 e.bloxx A5-1 Datenlogger der Firma Gantner Instruments angeschlossen, mit denen die Temperaturen über die gemessenen Widerstände bis zu zehnmal pro Sekunde ermittelt werden. Die Messdaten werden gesammelt und zeitgleich über einen q.Gate IP Controller der Firma Gantner Instruments an einen PC übermittelt, an dem sie aufgezeichnet und visualisiert werden.

4.2. Versuchsvorbereitung

Untersuchung der bodenphysikalischen Kennwerte der Sande

Für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Laborversuche zur Untersuchung des geothermischen Wärmetransports wurden verschiedene Sande verwendet. Im Zuge der Versuchsvorbereitung wurden drei enggestufte Grob- und Mittelsande auf ihre Eignung hinsichtlich Einbau untersucht und deren bodenphysikalische Kennwerte ermittelt.

Bei den untersuchten Sanden handelt es sich um natürliche, aufbereitete, gewaschene, entschlammte, entholzte, getrocknete und entstaubte Quarzsande der Körnung 103, 104 und 105 aus einem Industriesandwerk in Kelsterbach. Entsprechend einer werkseitigen Analyse mittels Röntgenfluoreszenz bestehen die dort abgebauten Sande mineralogisch vorrangig aus Quarz (95,3 %), Aluminiumoxid (2,7 %) und Kaliumoxid (1,5 %). Als weitere Bestandteile werden Natriumoxid, Eisenoxid, Magnesiumoxid, Calciumoxid, Bariumoxid, Titanoxid, Zirkonoxid, Phosphoroxid und Schwefeloxid mit Werten kleiner 0,2 % genannt.

Die Kornverteilungskurven (KV) der Sande 103, 104 und 105 sind nachfolgend dargestellt (Abbildung 17). Hierbei zeigen sich nur geringe Abweichungen zwischen den Kornverteilungskurven des Industriesandwerks und den eigens ermittelten Kornverteilungskurven. Die Ungleichförmigkeitszahlen der drei Sande wurden zu 1,8 bis 2,2 berechnet.

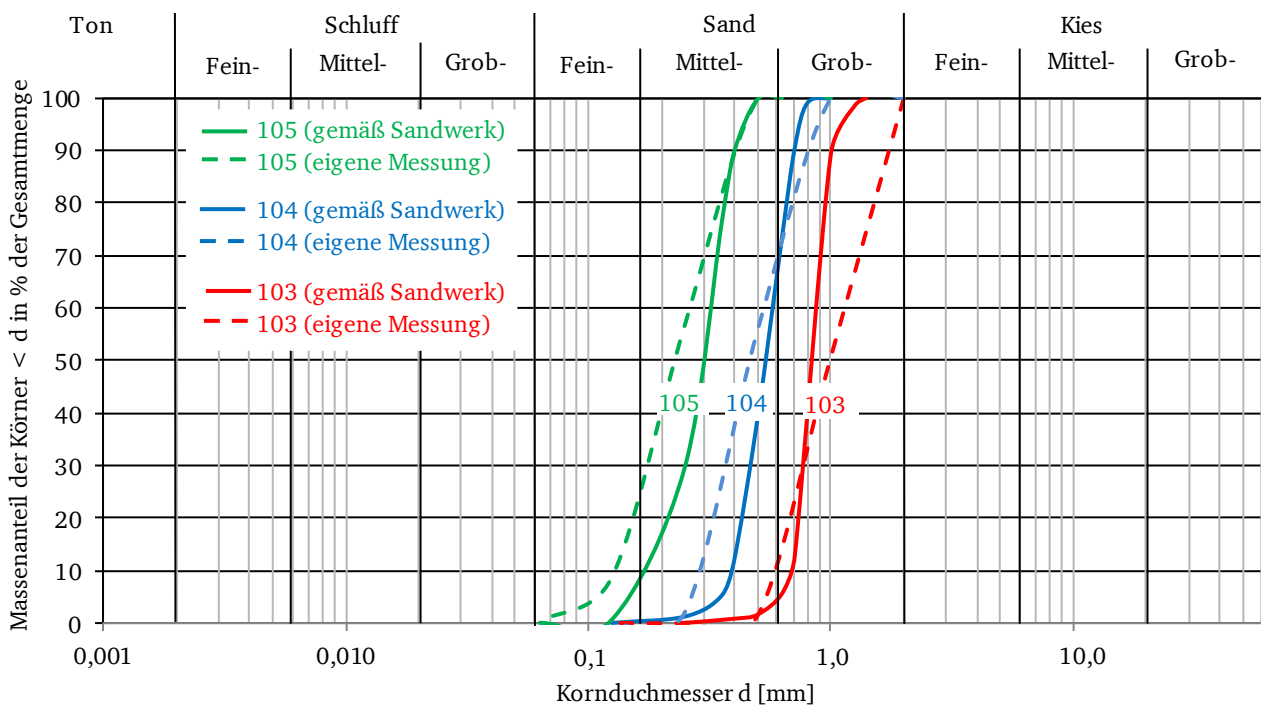


Abbildung 17: Kornverteilungskurven der verwendeten Sande

Die Korndichten der drei Sande wurden mittels Helium-Pyknometer AccuPyc 1330 der Firma Micromeritics gemäß [DIN-66137-2 2004] ermittelt. Dabei wurden die mittleren Korndichten aus jeweils drei Messungen mit einer Standardabweichung kleiner 0,1 % zu $2,62 \text{ g cm}^{-3}$ bis $2,64 \text{ g cm}^{-3}$ bestimmt (Tabelle 4).

Die Dichten und Porenanteile der lockersten und der dichtesten Lagerung wurden gemäß [DIN-18126 1996] ermittelt. Es zeigten sich Dichten bei lockerster Lagerung der drei Sande zwischen $1,35 \text{ g cm}^{-3}$ und $1,45 \text{ g cm}^{-3}$ und Dichten bei dichtester Lagerung zwischen $1,63 \text{ g cm}^{-3}$ und $1,69 \text{ g cm}^{-3}$. Die Porenanteile wurden bei lockerster Lagerung zu 0,45 bis 0,49 und bei dichtester Lagerung zu 0,36 bis 0,38 bestimmt. Die Proctordichte wurde gemäß [DIN-18127 2011] zu $1,54 \text{ g cm}^{-3}$ bis $1,67 \text{ g cm}^{-3}$ bestimmt.

Die Durchlässigkeiten der drei Sande wurden mit den in (Kapitel 3.2.1) beschriebenen empirischen Verfahren aus den ermittelten Kornverteilungskurven abgeleitet, soweit die Anwendungskriterien der Verfahren dies zuließen. Zudem wurden die Durchlässigkeiten im Labor gemäß [DIN-18130-1 1998] mit jeweils drei Einzelversuchen bestimmt. Als Mittelwerte der drei Einzelversuche ergaben sich die Durchlässigkeiten zu $3,0 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ bis $6,3 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ (Tabelle 4). Es zeigten sich lediglich geringe Abweichungen zwischen den aus den Kornverteilungskurven abgeleiteten Durchlässigkeiten und den im Labor ermittelten Durchlässigkeiten. Die beste Übereinstimmung ergab sich durch das Verfahren nach [Zieschang 1961], mit leicht überhöhten Durchlässigkeiten (Abbildung 18).

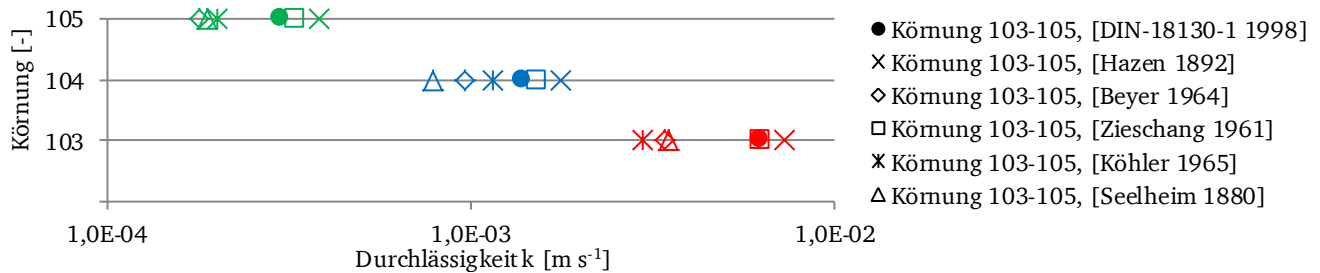


Abbildung 18: Vergleich der ermittelten Durchlässigkeiten

Die spezifischen Wärmekapazitäten wurden durch das Fachgebiet Disperse Feststoffe der TU Darmstadt mittels Dynamischem-Differenz-Kalorimeter DSC 200 F3 der Firma NETZSCH-Gerätebau ermittelt. Hierfür wurden die ofengetrockneten Proben mit einem Wert von $\pm 10 \text{ K min}^{-1}$ zweimal von -50°C auf $+50^\circ\text{C}$ aufgewärmt und zweimal von $+50^\circ\text{C}$ auf -50°C abgekühlt. Die mittleren spezifischen Wärmekapazitäten bei einer Temperatur von 20°C ergaben sich für die Aufwärmphase zu $0,65 \text{ J g}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $0,738 \text{ J g}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und für die Abkühlphase zu $0,634 \text{ J g}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $0,732 \text{ J g}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Tabelle 4).

Die Wärmeleitfähigkeiten der drei Sande wurden mit dem Wärmeleitfähigkeits-Messgerät TK04 der Firma TeKa ermittelt. Hierfür wurden die Proben wassergesättigt und mit lockerster Lagerung hergestellt und in einer thermisch isolierten Versuchskammer aus 16 cm starkem Styropor untergebracht. Darin wurden die Proben in jeweils 50 Einzelversuchen mit konstanter Leistung über eine instationäre Halbraumlinienquelle beheizt. Es ergaben sich Wärmeleitfähigkeiten als Mittelwert der Einzelversuche von $2,34 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $2,65 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Tabelle 4).

Kennwert	Einheit	103	104	105
Bodenart [DIN-EN-ISO-14688-1 2011]		Grobsand	Mittelsand, grobsandig	Mittelsand, feinsandig
Bodengruppe [DIN-18196 2011]		SE	SE	SE
Kornverteilungskurve		(Abbildung 17)	(Abbildung 17)	(Abbildung 17)
Korngrößenbereich gemäß Sandwerk	mm	0,6 - 1,2	0,4 - 0,6	0,1 - 0,4
Ungleichförmigkeitszahl C_U (aus eigener KV)	-	2,2	1,8	2,0
Krümmungszahl C_C (aus eigener KV)	-	0,8	0,9	0,9
Korndichte ρ_s	g cm^{-3}	2,63	2,62	2,64
Dichte bei lockerster Lagerung $\min \rho_d$	g cm^{-3}	1,45	1,4	1,35
Dichte bei dichtester Lagerung $\max \rho_d$	g cm^{-3}	1,69	1,63	1,65
Porenanteil bei lockerster Lagerung $\max n$	-	0,45	0,46	0,49
Porenanteil bei dichtester Lagerung $\min n$	-	0,36	0,38	0,38
Proctordichte ρ_{Pr}	g cm^{-3}	1,67	1,58	1,54
Durchlässigkeitsbeiwert k_{KV} (Kornverteilung)	m s^{-1}	$3,0 \cdot 10^{-3} - 7,3 \cdot 10^{-3}$	$7,9 \cdot 10^{-4} - 1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-4} - 3,8 \cdot 10^{-4}$
Durchlässigkeitsbeiwert k_{Labor} (DIN 18130)	m s^{-1}	$6,3 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$
Spezifische Wärmekapazität c (Aufwärmphase)	$\text{J g}^{-1} \text{ K}^{-1}$	0,735	0,738	0,650
Spezifische Wärmekapazität c (Abkühlphase)	$\text{J g}^{-1} \text{ K}^{-1}$	0,691	0,732	0,634
Wärmeleitfähigkeit λ (bei $S_r = 1$, $\min \rho_d$)	$\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$	2,61	2,65	2,34

Tabelle 4: Bodenphysikalische Kennwerte der Körnungen 103, 104 und 105 gemäß Laborversuchen

Einbaumethode der Sande

Um valide Messergebnisse im Modell zu erhalten, sind für das natürliche System typische Sande mit reproduzierbaren, über das Versuchsstandvolumen homogenen und möglichst isotropen bodenphysikalischen Kennwerten zu verwenden. Zur Abbildung von natürlichen Grundwasserverhältnissen ist zudem ein möglichst hoher Sättigungsgrad durch die Einbaumethode zu erzielen. Für den Einbau von Sanden in Laborversuchsständen stehen verschiedene Einbaumethoden zur Verfügung. Vorrangig kommen die Sandrieselmethode, die Sedimentationsmethode und die lagenweise Einbringung mit händischer Verdichtung zum Einsatz [Festag 2003]. Allgemeine Hinweise zur Verwendung und Einbringung von Sanden in Laborversuchsständen sind [Arslan 1980] zu entnehmen.

In Voruntersuchung wurden die verschiedenen Einbaumethoden an allen drei Sanden variiert und die eingebauten Sande hinsichtlich Homogenität, Lagerungsdichte, Sättigungsgrad, Anisotropie und reproduzierbarer Einbauverhältnisse untersucht. Hierfür wurden aus den eingebauten Sanden Proben mit dem Ausstechzylinder in Mittel-, Rand- und Eckbereichen des Versuchstandes entnommen und die Dichte, der Wassergehalt, der Porenanteil und der Sättigungsgrad daran ermittelt. Abschließend wurden die ermittelten Kennwerte mit denen verglichen, die sich aus den Gesamtmassen aus eingebautem Sand und Wasser und dem Gesamtvolumen des Versuchstandes ergeben.

Aufgrund der gut reproduzierbaren Einbauhomogenität und des hohen Sättigungsgrades wurden die Sande im Zuge der Versuchsszenarien schließlich mit Hilfe der Sedimentationsmethode mit konstanter Einrieselhöhe, Sedimentationshöhe und Lochweitenöffnung eingebaut.

Mit der gewählten Methode wurde der Versuchsstand mit der Körnung 103 zweimal komplett befüllt und entleert und die erzielten Dichten, Wassergehalte und Porenanteile miteinander verglichen. Es zeigte sich eine Abweichung der Dichten von lediglich 0,02 %, der Wassergehalte um 0,7 % und der Porenanteile um 0,6 %. Die Einbaumethode kann somit als reproduzierbar angesehen werden.

Installierung der Pt 100

In weiteren Voruntersuchungen wurde die optimale Installierung der Pt 100 in den Versuchsstand hinsichtlich Lagegenauigkeit und Reproduzierbarkeit untersucht.

Eine hohe Lagegenauigkeit kann durch Hilfsmaßnahmen wie einem Einbaugitter erzielt werden, an dem die Pt 100 vor dem Befüllen des Versuchstandes fixiert werden. Solche im Sand verbleibenden Hilfsmaßnahmen stellen jedoch eine ungewollte hydraulische Barriere dar.

Eine ebenso hohe Lagegenauigkeit der Pt 100 kann durch Vereisung erzielt werden. Hierbei werden die Pt 100 in einem Steckkasten außerhalb des Versuchstandes positioniert und von wassergesättigtem Sand umgeben. Dieser wird durch beispielsweise flüssigen Stickstoff vereist und als Eisblock in den Versuchsstand eingebracht. Bis das Eis geschmolzen ist, kann der Versuchstand mit weiterem Sand befüllt werden, um die Lage der Pt 100 zu fixieren. Nachteilig an der Vereisungsmethode ist, dass die Pt 100 durch den Vereisungsprozess beschädigt werden können und sich das Gefüge des Sandes durch den Vereisungs- und Auftauprozess verändern kann.

Die Installierung der Pt 100 erfolgte schließlich durch händische Einbringung in den verfüllten Sand mit Hilfe von Laserstrahlen. Dabei markieren ein horizontal und ein vertikal ausgerichteter Laserstrahl entsprechend einem vorgegebenen Raster die Soll Lage der Pt 100 (Abbildung 19). Durch diese Einbringungsmethode werden eine hohe Lagegenauigkeit und eine gute Reproduzierbarkeit gewährleistet. Das Gefüge des Sandes wird durch das Einbringen der Pt 100 mit einem Fühlerdurchmesser von 2 mm praktisch nicht beeinflusst. Eine Beschädigung der Pt 100 ist ausgeschlossen. Weiterhin verbleiben außer den Pt 100 selbst keinerlei Fremdstoffe im Sand, die eine hydraulische Barriere darstellen könnten. Aus numerischen Voruntersuchungen zeigte sich, dass die im Sand verbleibenden Pt 100 und deren Anschlusskabel mit einem Durchmesser von lediglich 4 mm einen vernachlässigbar geringen Einfluss auf die Strömung innerhalb des Versuchstandes haben.

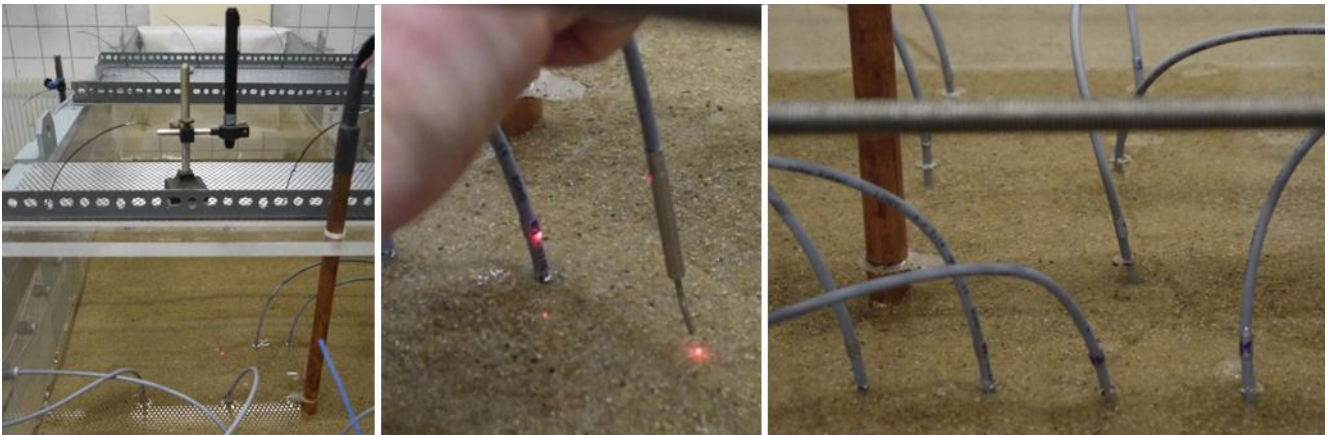


Abbildung 19: Einbau der Pt 100 Widerstandsthermometer

Der Einfluss der Raumtemperaturschwankungen

In weiteren Voruntersuchungen konnte eine Beeinflussung der Temperatur innerhalb des eingebauten Sandes durch die Raumtemperaturschwankungen festgestellt werden. Trotz geschlossener Türen und Fenster des Labors wurden tageszeitabhängige Raumtemperaturschwankungen von etwa $\pm 2,5$ K festgestellt. Diese übertragen sich zeitverzögert auf das Innere des Versuchstandes. Um diese Beeinflussung zu minimieren, wurde der Versuchstand mit einer 5 cm starken Styroporverkleidung thermisch isoliert. Der isolierte Versuchstand wurde in eine geschlossene thermische Einhausung aus 16 cm starken Styropor untergebracht (Abbildung 20).

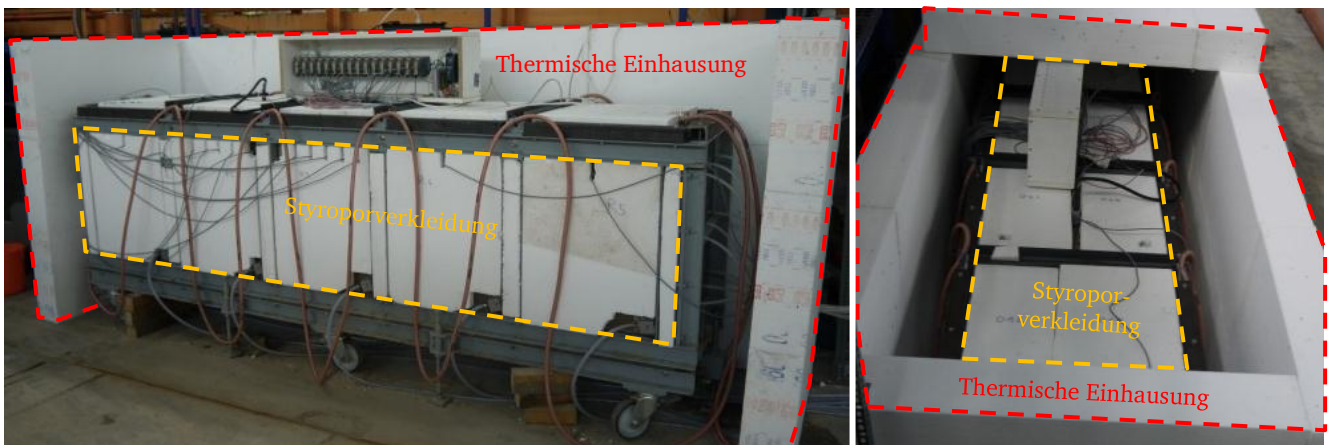


Abbildung 20: Thermische Einhausung und Styroporverkleidung des Laborversuchsstandes

Innerhalb der thermischen Einhausung ist ein Kreislauf aus dünnwandigen Kupferrohren installiert, in denen ein Thermofluid aus Glykol und Wasser mit 33 l min^{-1} zirkuliert. Das Thermofluid wird mit Hilfe eines Petite Fleur-NR Kälte-Wärme Umwälzthermostat der Firma Huber mit einer Temperaturkonstanz von $0,01$ K temperiert. Durch diese Maßnahmen konnten die Raumtemperaturschwankungen innerhalb der thermischen Einhausung auf $\pm 0,14$ K gehalten werden. Diese Temperaturschwankungen übertragen sich aufgrund der Styroporverkleidung nur mit vernachlässigbar kleiner Größe auf das Innere des Versuchstandes. Die Temperaturrandbedingungen des Versuchstandes sind somit wohl definiert.

Untersuchung der Durchlässigkeit und der potentiellen Wasserwegsamkeit

Im Vorfeld der ersten Versuchsserie wurde ein Markierungsversuch mit dem fluoreszierenden Farbtracer Uranin durchgeführt (Abbildung 21). Hierfür wurde Uranin in Wasser gelöst und die Lösung bei konstanter Filtergeschwindigkeit in den Wasserkreislauf des Versuchstandes eingebracht. Es zeigte sich, dass sich die Wasserpartikel zunächst erwartungsgemäß in der Vorkammer vollständig verteilen,

bevor sie durch das Lochblech und den Filtervliesstoff in den Sand strömen. Eine punktuelle Einströmung des Wassers in den Sand konnte also durch die Vorkammer, das Lochblech und den Filtervliesstoff wirksam verhindert werden.

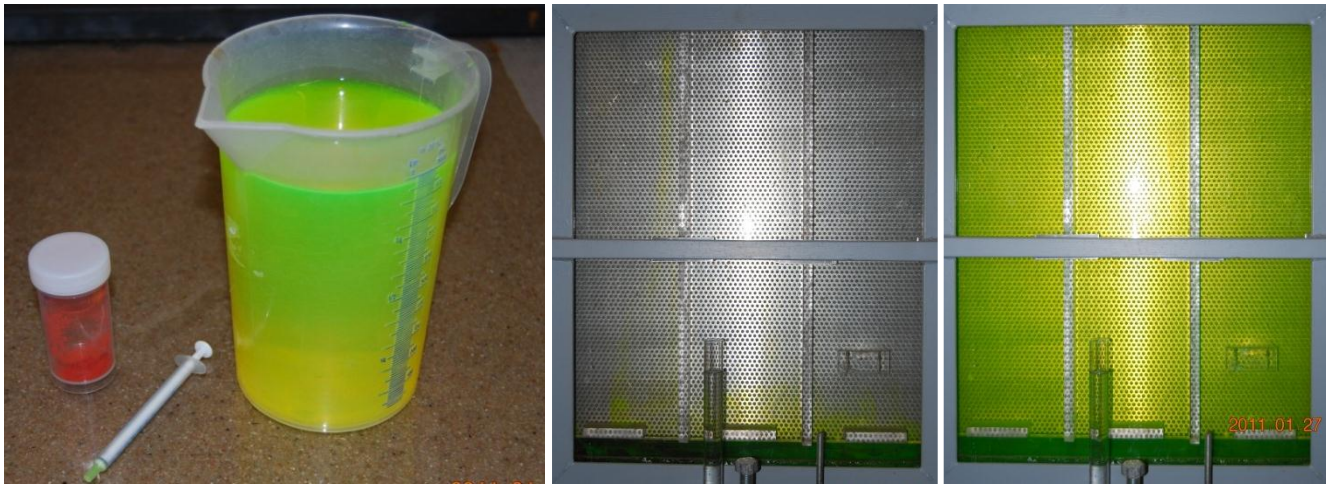


Abbildung 21: Momentaufnahmen des Markierungsversuches

Über die angelegte konstante Filtergeschwindigkeit und den ermittelten Porenanteil wurde die Abstandsgeschwindigkeit abgeschätzt. Bei der Auswertung des Markierungsversuchs zeigte sich, dass die markierten Wasserpartikel den Versuchsstand deutlich schneller durchströmten als erwartet. Dies ist durch eine Umläufigkeit an der Innenwandung des Versuchsstandes zu erklären. Das Verhältnis der Wassermenge, die an der Innenwandung entlangströmt zu der Wassermenge, die durch den Sand strömt, steigt mit abnehmender Durchlässigkeit. Um die Umläufigkeit des Wassers entlang der Innenwandung zu minimieren, wurden in Anlehnung an [DIN-18130-1 1998] vertikale und horizontale hydraulische Barrieren aus einem 3 cm tiefen Winkelblech umläufig an der Innenwandung des Versuchsstandes mit einem Abstand von 50 cm in Fließrichtung zueinander montiert (Abbildung 22).



Abbildung 22: Horizontale und vertikale hydraulische Barrieren im Laborversuchsstand

Durch die Installation der hydraulischen Barrieren wurde eine homogene Strömungsverteilung über den gesamten Querschnitt des Versuchsstandes erzielt. Dies konnte anhand der Durchflussmengen durch den in neun Segmente (S1 – S9) unterteilten Querschnitt des Wasserablaufs bestätigt werden. Lediglich bei sehr geringen Filtergeschwindigkeiten zeigten sich bevorzugte Wasserwegsamkeiten im mittleren Bereich der Höhe des Versuchsstandes (S5 und S6). Bei Filtergeschwindigkeiten über $0,31 \text{ m d}^{-1}$ stellte sich jedoch eine relativ homogene Verteilung der Durchflussmengen über den Querschnitt ein, hier dargestellt an Versuchen der Körnung 103 (Abbildung 23).

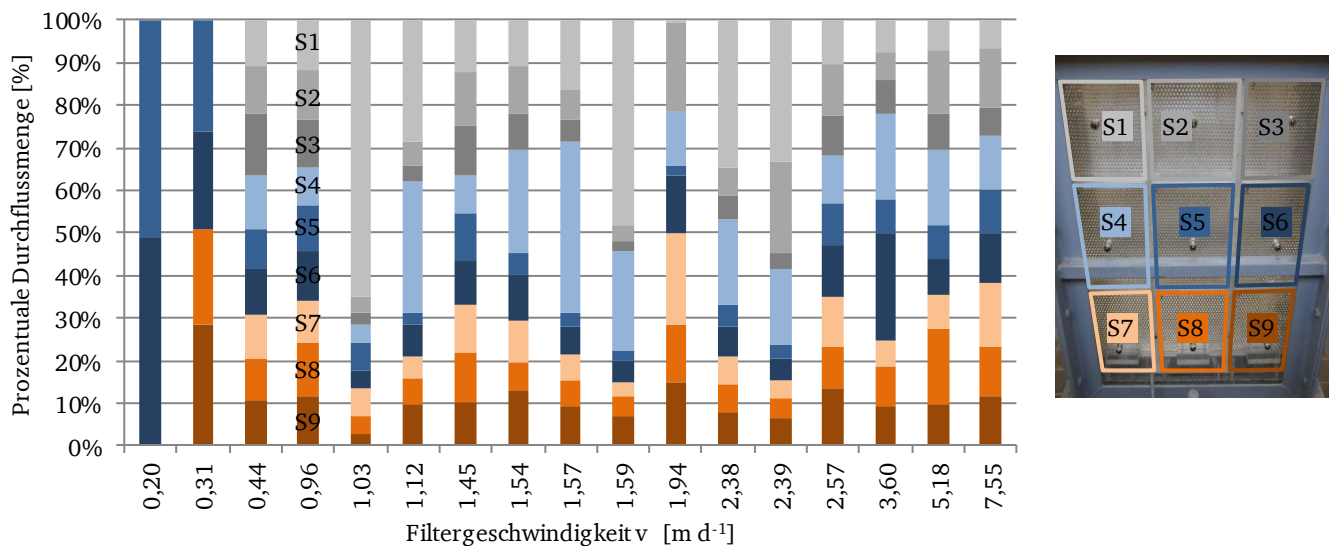


Abbildung 23: Verteilung der Durchflussmengen in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit

Anhand der gemessenen Durchflussmengen und der Differenz der Wasserspiegellhöhen innerhalb des Versuchsstandes konnten über (2.5) die Durchlässigkeitsbeiwerte der installierten Sande bestimmt werden. Die in den Versuchsszenarien ermittelten Durchlässigkeitsbeiwerte liegen in derselben Größenordnung wie die im Laborversuch nach [DIN-18130-1 1998] ermittelten Werte. Jedoch stellte sich heraus, dass die Differenz zwischen den Durchlässigkeitsbeiwerten der Versuchsszenarien und der Laborversuche nach [DIN-18130-1 1998] mit abnehmendem Korndurchmesser wächst. Je weniger durchlässig der eingebaute Boden ist, umso stärker zeigt sich trotz der installierten hydraulischen Barrieren der Einfluss der Wasserwegsamkeit entlang der Versuchsstandswandung (Tabelle 5). Daher sollten bei der Verwendung von feinkörnigerem Material wie Schluff oder Ton wirksamere hydraulische Barrieren verwendet werden.

Kennwert	Einheit	103	104	105
Durchlässigkeitsbeiwert k_{VS} (Versuchsszenario)	$m s^{-1}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
Durchlässigkeitsbeiwert k_{KV} (Kornverteilung)	$m s^{-1}$	$3,0 \cdot 10^{-3} - 7,3 \cdot 10^{-3}$	$7,9 \cdot 10^{-4} - 1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-4} - 3,8 \cdot 10^{-4}$
Durchlässigkeitsbeiwert k_{Labor} (DIN 18130)	$m s^{-1}$	$6,3 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$
Verhältnis von k_{VS} zu k_{Labor}	-	≈ 1	$\approx 2,6$	$\approx 4,3$

Tabelle 5: Durchlässigkeitsbeiwerte der Körnung 103, 104 und 105 gemäß Versuchsszenarien

4.3. Versuchsdurchführung und -auswertung

An dem beschriebenen Laborversuchsstand wurden experimentelle Untersuchungen mit den drei Körnungen 103, 104 und 105 in vier Versuchsszenarien (Sz 1a, Sz 1b, Sz 2a und Sz 3a) durchgeführt. Jedes Versuchsszenario besteht dabei aus mehreren Einzelversuchen. Innerhalb der Einzelversuche wurden die eingebrachte thermische Last, die Filtergeschwindigkeit und die Wasserspiegellhöhe variiert. Der Untersuchungsbereich konzentriert sich dabei auf praxisrelevante Filtergeschwindigkeiten und Heizleistungsbereiche.

Zu Beginn jedes Versuchsszenarios wurden zunächst die Pt 100 kalibriert. Hierzu wurden die Pt 100 in einem Wasserbad fixiert, das mit Hilfe eines Ministat 230 Umwälzthermostats der Firma Huber temperiert wurde. Nach der Kalibrierung zeigte sich exemplarisch an einem ausgewählten Pt 100 in einem auf 20°C temperiertem Wasserbad eine gemessene Temperatur von 19,997°C mit einer Standardabweichung von 0,0033°C als durchschnittlicher Wert über mehrere Minuten (Abbildung 24). Dies verdeutlicht die hohe Genauigkeit des Systems bestehend aus Pt 100 Widerstandsthermometer und dem Datenlogger.

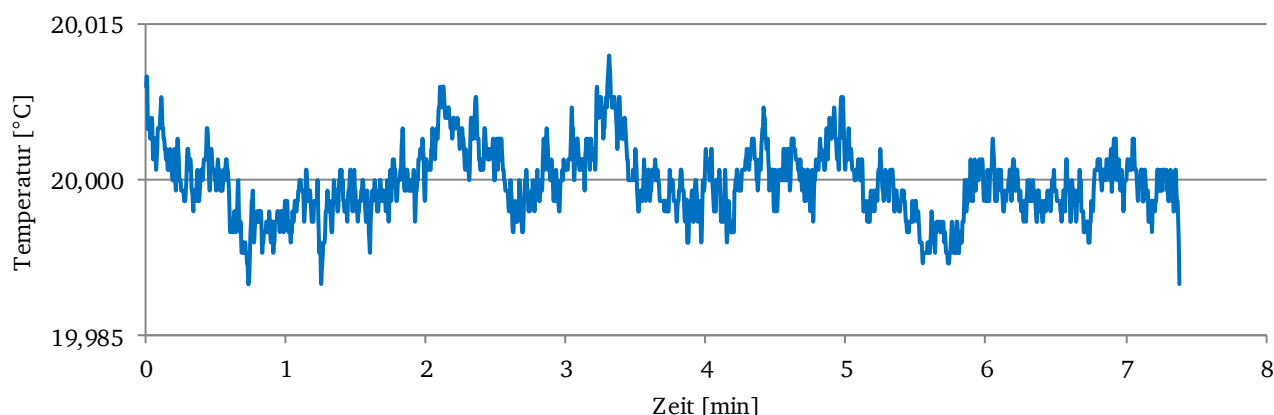


Abbildung 24: Kalibrierung der Pt 100 Widerstandsthermometer

Im Anschluss an die Kalibrierung wurde der Sand mit der Sedimentationsmethode in den Versuchstand eingebracht und über die gemessenen Massen des Sandes und des Wassers sowie dem Versuchstandvolumen verschiedene bodenphysikalische Kennwerte ermittelt (Tabelle 6). Durch die Sedimentationsmethode konnte erwartungsgemäß ein hoher Sättigungsgrad bei lockerer bis sehr lockerer Lagerung des Sandes erzielt werden. Der ermittelte Porenanteil und die Dichte des Bodens liegen innerhalb der im Labor ermittelten unteren und oberen Grenzen (Tabelle 4), die Werte sind somit plausibel.

Kennwert	Einheit	103	104	105
Trockendichte des Bodens ρ_d	g cm^{-3}	1,49	1,43	1,42
Dichte des wassergesättigten Bodens ρ_r	g cm^{-3}	1,93	1,88	1,88
Porenanteil n	-	0,43	0,46	0,46
Lagerungsdichte D	-	0,27 (locker)	0,13 (sehr locker)	0,25 (locker)
Sättigungsgrad S	-	≈ 1	≈ 1	≈ 1

Tabelle 6: Bodenphysikalische Kennwerte der Körnung 103, 104 und 105 gemäß Versuchsszenarien

Anschließend wurde der Versuchstand mit dem Acrylglasdeckel geschlossen und ein Wasserüberdruck von etwa 0,3 m Wassersäule über Versuchsoberkante angelegt. Die Wasserspiegellhöhen am Wassereinlass und Wasserauslass wurden zunächst gleichgroß gewählt. Durch eine Aufrechterhaltung des Wasserdrucks über mehrere Tage wurde die Dichtigkeit des Versuchstands überprüft. Daraufhin wurde ein hydraulisches Gefälle angelegt und die sich im Sand einstellenden Wasserspiegellhöhen mit Hilfe der Pegelharfe kontrolliert. Sobald die Wasserspiegellhöhen innerhalb des Sandes ein konstantes hydraulisches Gefälle annahmen und sich stationäre Strömungsverhältnisse einstellten, wurde die anliegende Filtergeschwindigkeit ermittelt.

Bei konstantem hydraulischem Gefälle und konstanter Filtergeschwindigkeit wurde für mindestens 48 h eine konstante thermische Last auf die Linienquelle eingebracht. Die Temperaturentwicklung wurde mit Hilfe der installierten Pt 100 viermal pro Sekunde quasikontinuierlich erfasst, visualisiert und gespeichert. Zwischen den Einzelversuchen wurde die auf den Sand eingebrachte thermische Last auf 0 W m^{-1} reduziert und die Filtergeschwindigkeit auf etwa 2 m d^{-1} erhöht, um eine schnellst mögliche Rücktemperierung des Sandes zu gewährleisten. Der anschließende Einzelversuch wurde erst gestartet, nachdem die Drift der Temperaturen aller Sensoren im Sand auf einen Wert kleiner $0,05 \text{ K d}^{-1}$ sank und sich die Temperaturkurven asymptotisch ihrem Ausgangswert annäherten.

Ein Überblick über die durchgeführten Versuchsszenarien und die jeweiligen Einzelversuche wird nachfolgend gegeben (Tabelle 7). Im Zuge der Durchführung der Szenarien Sz 1a und Sz 2a wurde der Versuchstand optimiert und kalibriert. Die Szenarien Sz 3a und Sz 1b lieferten mit dem optimierten und kalibrierten Versuchstand verwertbare Messdaten.

Szenario	Einzelversuch Nr.	Thermische Last \dot{Q} [W m ⁻¹]	Filtergeschwindigkeit v [m d ⁻¹]	Bemerkung
Sz 1a, Körnung 103	1	5,6	0	
	2	13,5	0	
	3	20,0	0	
	4	4,7	0	
	5	4,7	1,56	
	6	4,7	2,38	
	7	4,7	1,04	
	8	4,7	0,67	
	9	4,7	1,15	
	10	4,7	1,43	
	11	4,7	0	h = 0,3 m über Versuchsstandoberkante
	12	4,7	0	h = Versuchsstandoberkante
Sz 2a, Körnung 104	1	16,6	0,52	
	2	16,6	0	
	3	16,6	0,74	
	4	16,6	0,11	
	5	5,0	0,11	
	6	30,0	0,11	
	7	50,0	0,11	
Sz 3a, Körnung 105	1	23,3	1,41	
	2	23,3	1,12	
	3	23,3	0,81	
	4	23,3	0,45	
	5	23,3	0,16	
	6	23,3	0,31	
	7	23,3	0	
	8	14,8	0	
	9	40,1	0	
	10	31,8	0	h = 0,25 m über Versuchsstandoberkante
	11	31,8	0	h = Versuchsstandoberkante
Sz 1b, Körnung 103	1	23,3	1,40	
	2	23,3	1,19	
	3	23,3	1,03	
	4	23,3	0,88	
	5	23,3	0,74	
	6	23,3	0,64	
	7	23,3	0,54	
	8	23,3	0,43	
	9	23,3	0,31	
	10	23,3	0,20	
	11	23,3	0,05	
	12	23,3	0	

Tabelle 7: Überblick über die durchgeführten Versuchsszenarien und Einzelversuche

Für die Vergleichbarkeit und die Auswertung der Messergebnisse wurde die Ausgangstemperatur der Messdaten aller Pt 100 zu Beginn der Aufbringung der thermischen Last auf 20,0°C korrigiert. Weiterhin wurden die Rohdaten einer Driftpassung unterzogen. Hierfür wurde die Temperaturdrift der einzelnen Pt 100 im Zeitraum von 12 Stunden vor Beginn der Aufbringung der thermischen Last ermittelt und die Rohdaten um diesen Wert korrigiert.

Die 33 Pt 100 erfassten die Temperaturen in einem quasikontinuierlichen Intervall von 0,25 s. Bei einer Versuchsdauer von zwei Tagen ergaben sich somit pro Einzelversuch über 22 Millionen Temperaturmessdaten. Um diese Datenmenge besser verarbeiten zu können, wurden die korrigierten Daten über Zeitintervalle von 30 Sekunden gemittelt. Zwischen den Rohdaten, den korrigierten Daten und

den über die Zeitintervalle von 30 Sekunden gemittelten korrigierten Daten besteht für die analytische Auswertung und die numerische Rückrechnung praktisch kein Unterschied. Dies wird exemplarisch am Beispiel Sz 1b 9 verdeutlicht (Abbildung 25). Die Rohdaten wurden zunächst von einer Ausgangstemperatur unmittelbar vor Aufbringung der Heizleistung von 19,968°C um 0,032°C auf 20,0°C angehoben und entsprechend der gemessenen Temperaturdrift von 0,009 K d⁻¹ korrigiert. Diese korrigierten Daten wurden über ein Zeitintervall von 30 Sekunden gemittelt.

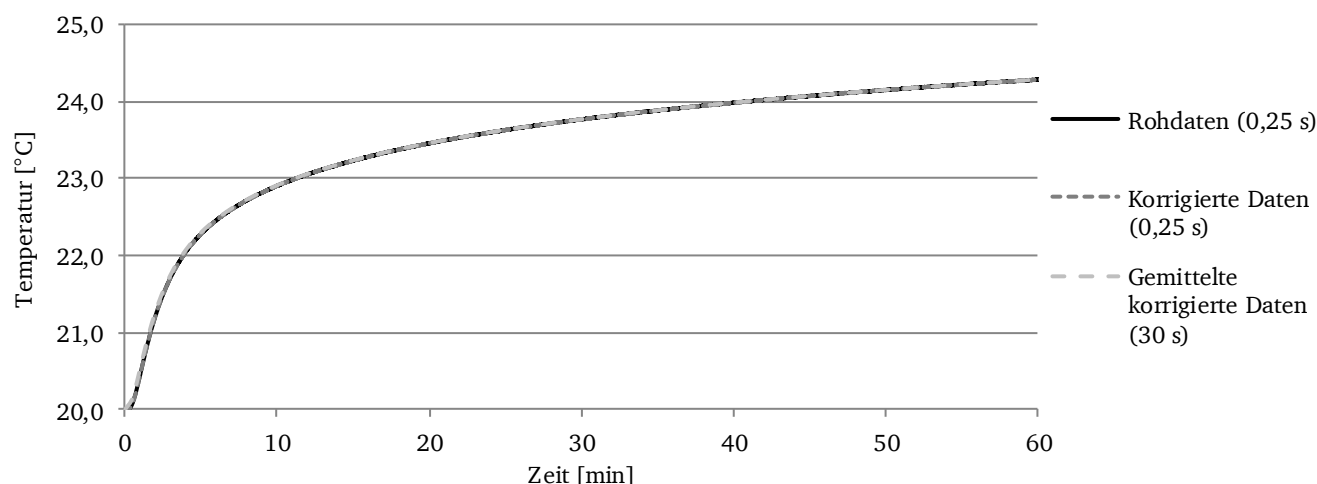


Abbildung 25: Vergleich von Rohdaten, korrigierten Daten und gemittelten korrigierten Daten

Nachfolgend werden exemplarisch Ergebnisse des Szenarios Sz 1b 7 vorgestellt. Dabei wurde die Körnung 103 locker gelagert eingebaut, eine Filtergeschwindigkeit von 0,54 m d⁻¹ eingestellt und die Linienequelle mit 23,3 W m⁻¹ für zwei Tage thermisch belastet.

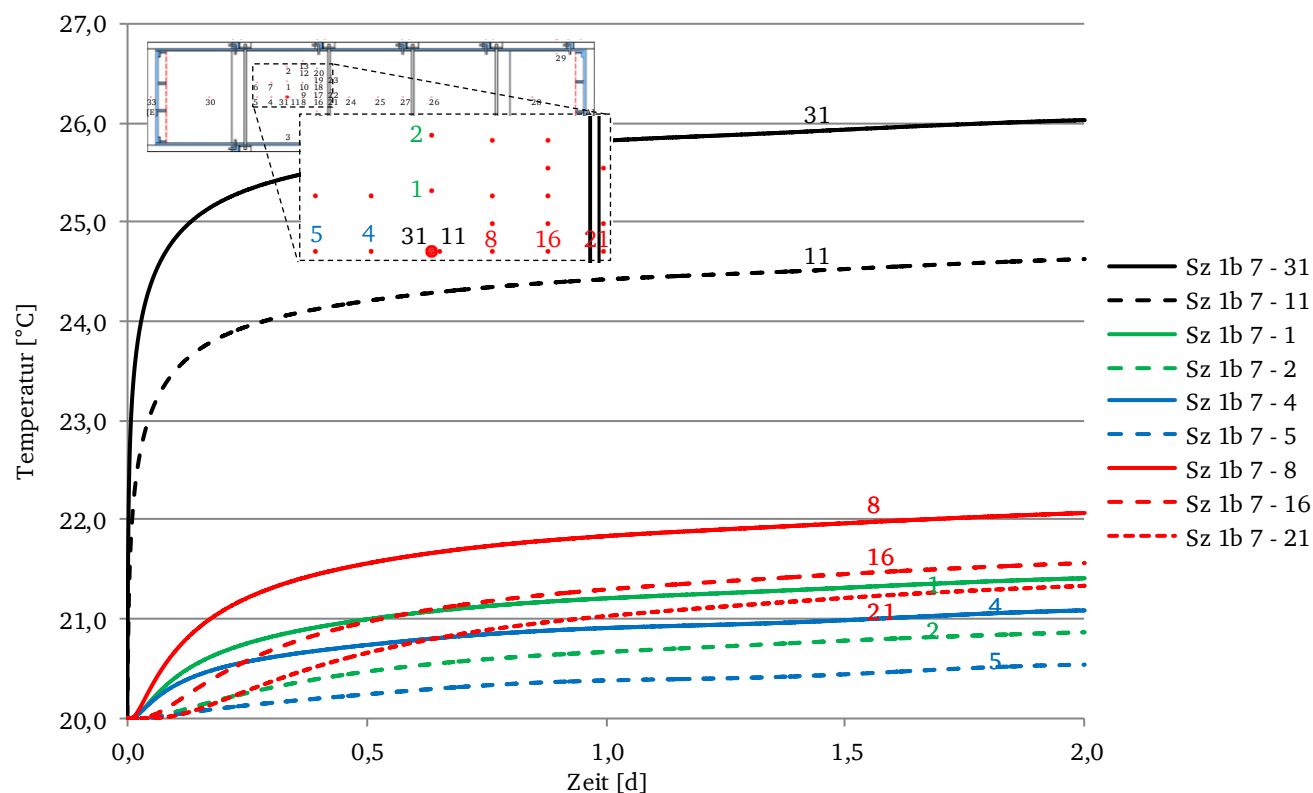


Abbildung 26: Temperaturverlauf innerhalb des Versuchstandes im Szenario Sz 1b 7

Infolge der thermischen Last zeigte sich für die Pt 100 innerhalb der Linienquelle (31) und an der Außenwand der Linienquelle (11) zunächst ein rascher Temperaturanstieg in den ersten vier Stunden (Abbildung 26). Nach rund vier Stunden stellte sich für (31) und (11) eine konstante Temperatursteigung von etwa $0,15 \text{ K d}^{-1}$ ein. Dies führte nach der Versuchsdauer von zwei Tagen zu einer Temperaturerhöhung gegenüber dem Ausgangswert von $20,0^\circ\text{C}$ um etwa $6,0 \text{ K}$ (31) beziehungsweise $4,7 \text{ K}$ (11). Die Pt 100 (1), (2), (4), (5), (8), (16) und (21) mit Abständen von 10 cm bis 30 cm zur Linienquelle zeigen eine Erhöhung der Temperatur um etwa $0,5 \text{ K}$ bis $2,0 \text{ K}$ (Abbildung 26). Hierbei stellte sich eine geringere Temperaturzunahme der Pt 100 (4) und (5) im Zustrom der Linienquelle als der Pt 100 (1) und (2) neben der Linienquelle ein. Die höchste Temperaturzunahme war für die Pt 100 (8), (16) und (21) im Abstrom der Linienquelle zu erkennen.

In den Szenarien Sz 1b 12 und Sz 3a 7 wurden Einzelversuche an den Sanden der Körnung 103 und 105 bei gleicher Filtergeschwindigkeit von 0 m d^{-1} und bei gleicher thermischer Last von $23,3 \text{ W m}^{-1}$ durchgeführt. Bei gleicher Heizleistung zeigte sich eine größere Temperaturzunahme im Szenario Sz 1b 12 gegenüber dem Szenario Sz 3a 7 vor allem innerhalb der Linienquelle. Dies kann durch eine geringe Abweichung der Höhe der Sensorebene beim Versuchseinbau begründet werden. Trotz der Verwendung von Silikonöl stellt sich innerhalb der Linienquelle eine inhomogene Temperaturverteilung entlang der Achse ein. Es zeigte sich, dass die Temperatur im Bereich des Heizelementes, in etwa der halben Höhe der Linienquelle, höher ist als an den oberen und unteren Rändern der Linienquelle.

In den Szenarien Sz 3a 7 bis Sz 3a 10 wurde die eingebrachte thermische Last zwischen $14,8 \text{ W m}^{-1}$ und $40,1 \text{ W m}^{-1}$ variiert, während sämtliche anderen Versuchsparameter konstant gehalten wurden (Tabelle 7). Bei steigender thermischer Last zeigte sich erwartungsgemäß eine größere Zunahme der Temperatur innerhalb der Linienquelle (31). Während sich bei der thermischen Last von $14,8 \text{ W m}^{-1}$ eine Temperatur innerhalb der Linienquelle von rund 26°C nach 2 Tagen einstellte, führte die thermische Last von $40,1 \text{ W m}^{-1}$ im gleichen Zeitraum zu einer Temperatur innerhalb der Linienquelle von rund 36°C . Weiterhin konnte festgestellt werden, dass sich bei höherer thermischer Last eine höhere Temperatursteigung einstellt (Abbildung 27).

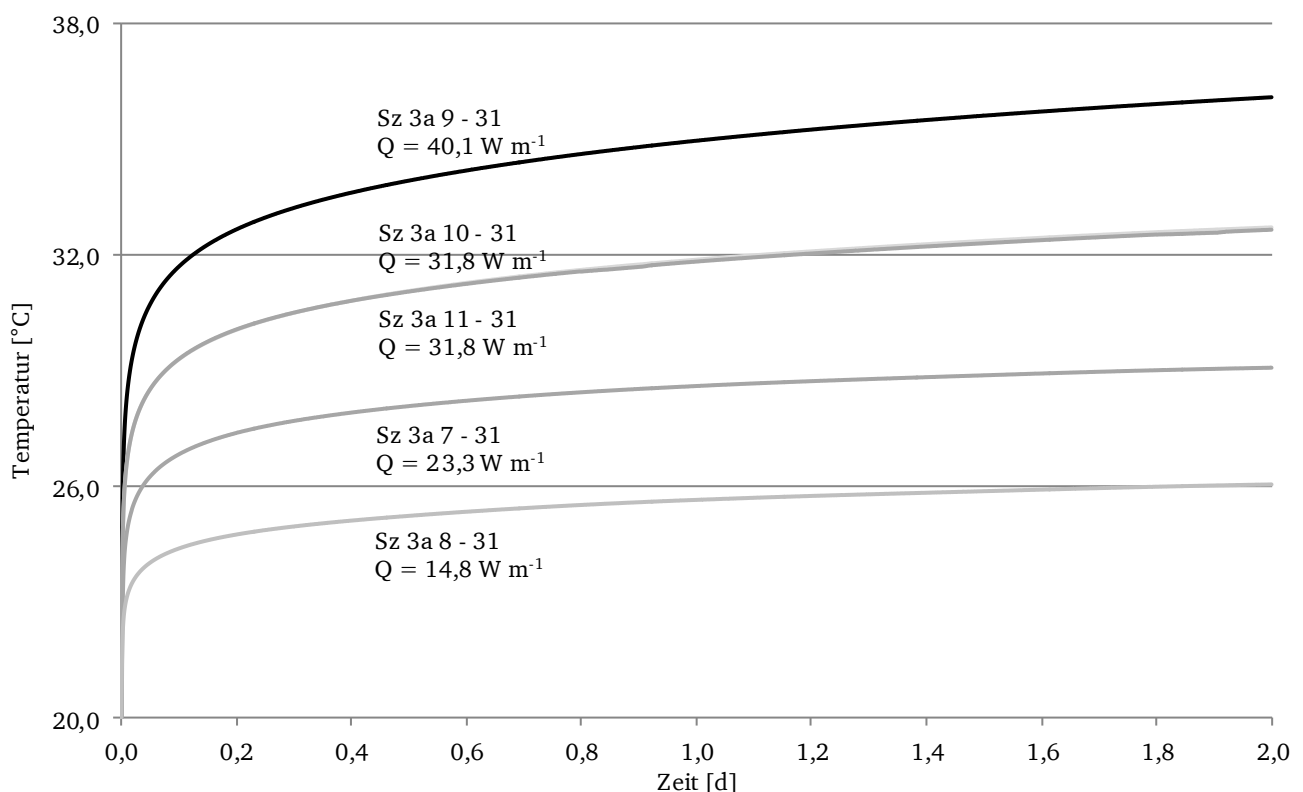


Abbildung 27: Temperaturverlauf innerhalb der Linienquelle in Abhängigkeit der thermischen Last

Aus den ermittelten Temperaturkurven innerhalb der Linienquelle (31) wurde über die Kelvinsche Linienquellentheorie (2.54) die effektive Wärmeleitfähigkeit bestimmt. Dabei zeigte sich, dass das Verhältnis von eingebrachter thermischer Last und Temperatursteigung annähernd konstant ist. Es ergaben sich für die Szenarien Sz 3a 7 bis Sz 3a 10 effektive Wärmeleitfähigkeiten von $2,17 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $2,36 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Innerhalb der Szenarien Sz 3a 10 und Sz 3a 11 wurde der Wasserdruck variiert. Während in Sz 3a 10 eine Wasserspiegelhöhe von etwa 0,25 m über der Laborversuchsstandoberkante anlag, wurde die Wasserspiegelhöhe in Sz 3a 11 auf die Höhe der Laborversuchsstandoberkante reduziert. Die Filtergeschwindigkeit betrug in beiden Fällen 0 m d^{-1} , während eine konstante thermische Last von $31,8 \text{ W m}^{-1}$ eingebracht wurde. Es konnte kein Unterschied der Ergebnisse beider Versuche in Abhängigkeit des angelegten Wasserdrucks festgestellt werden (Abbildung 27).

In den Szenarien Sz 3a 1 bis Sz 3a 7 und Sz 1b 1 bis Sz 1b 12 wurde bei konstanter thermischer Last von $23,3 \text{ W m}^{-1}$ die Filtergeschwindigkeit zwischen 0 m d^{-1} und $1,4 \text{ m d}^{-1}$ variiert. Es zeigte sich eine deutliche Korrelation zwischen den gemessenen Temperaturen der Sensoren und den angelegten Filtergeschwindigkeiten. Durch die höheren Filtergeschwindigkeiten wurde die eingebrachte thermische Last innerhalb des Versuchstandes durch den konvektiven Wärmetransport großflächiger verteilt. Dies führte innerhalb der Linienquelle (31) zu geringeren Temperatursteigungen und somit zu einer geringeren Temperatur nach zwei Tagen. Der konvektive und dispersive Wärmetransport verursachten eine Verringerung der Temperatur im Linienquellennahbereich. Dies wird veranschaulicht durch den in Fließrichtung 10 cm zur Linienquelle entfernten Temperatursensor (8). Hier zeigte sich durch eine erhöhte Filtergeschwindigkeit eine frühere Reaktion des Sensors auf die thermische Last mit einhergehender geringerer Temperatur nach einer Versuchsdauer von zwei Tagen (Abbildung 28). Weiterhin zeigte sich, dass sich durch eine höhere Filtergeschwindigkeit ein quasistationärer Zustand schneller einstellt als bei kleineren Filtergeschwindigkeiten.

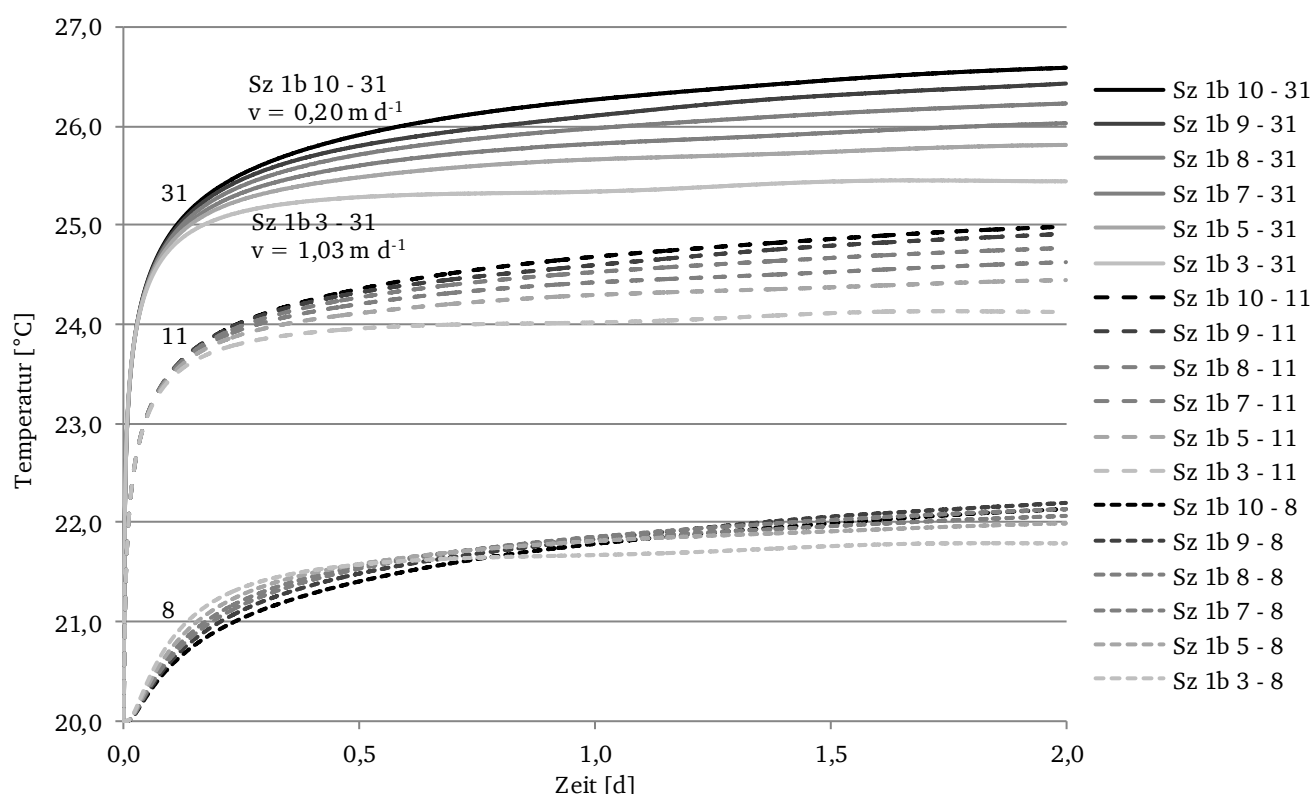


Abbildung 28: Temperaturverlauf im Szenario Sz 1b in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit

Mit Hilfe der Pt 100 Sensoren (8), (16), (21), (24), (25), (27) und (26) konnte die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Temperaturfahne in Fließrichtung um die Linienquelle in Abhängigkeit der angelegten Filtergeschwindigkeit untersucht werden. Hierfür wurden für die Sensoren im Abstrom der Linienquelle die Zeitspannen von Beginn der Aufbringung der thermischen Last bis zum Erreichen einer Temperaturdifferenz von 0,1 K ermittelt und in einem Zeit-Abstands-Diagramm dargestellt (Abbildung 29). Durch die um $1,2 \text{ m d}^{-1}$ höhere Filtergeschwindigkeit im Szenario Sz 1b 1 erreichte der 100 cm von der Linienquelle entfernte Pt 100 (26) rund 18 Stunden früher eine Temperaturdifferenz von 0,1 K als im Szenario Sz 1b 10.

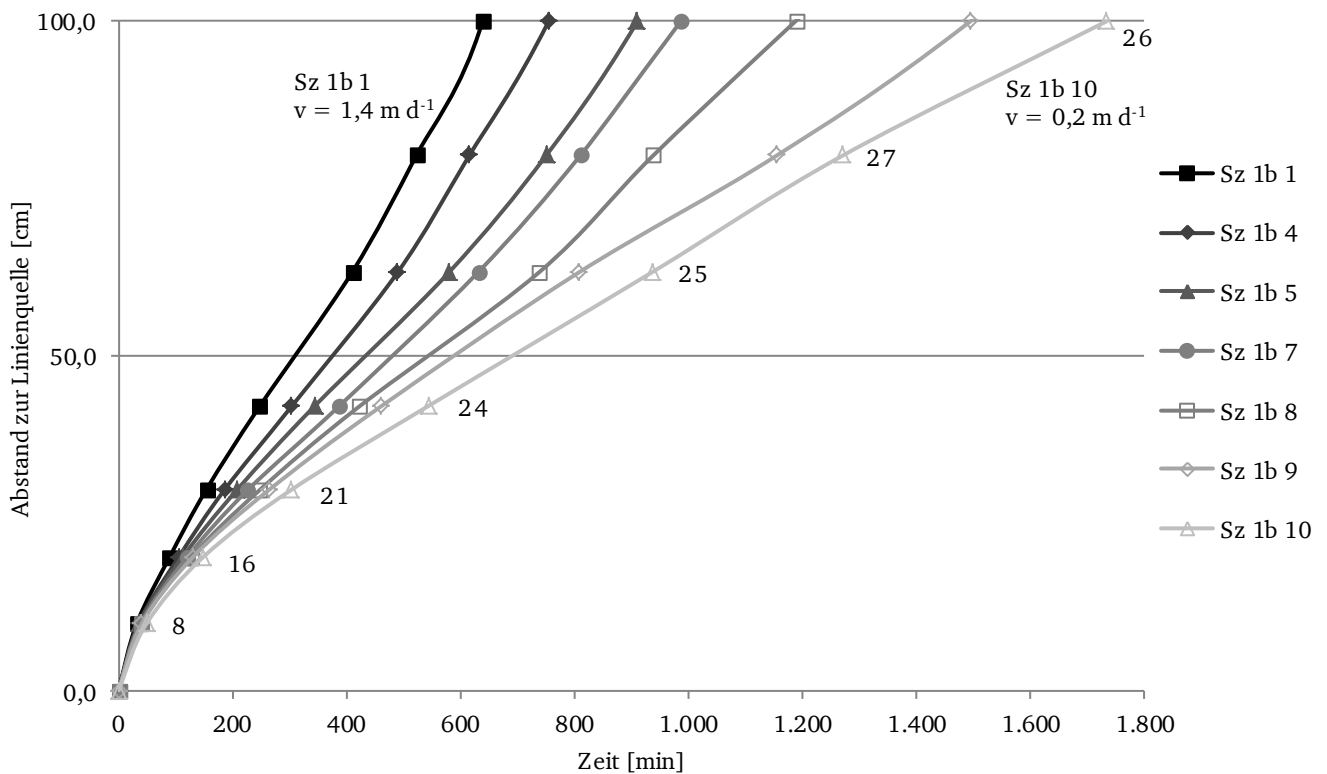


Abbildung 29: Zeit-Abstands-Diagramm ausgewählter Pt 100 im Szenario Sz 1b

Nachfolgend ist die zweidimensionale Temperaturverteilung ausgewählter Einzelversuche des Szenarios Sz 1b zu den Zeitpunkten 6 h, 12 h und 24 h nach Aufbringung der thermischen Last dargestellt (Abbildung 30). Zweidimensional betrachtet zeigen die Ergebnisse, dass die Temperaturfahnen erwartungsgemäß symmetrisch zur Längsachse sind.

Jeweils hervorgehoben sind Isothermen von $20,1^\circ\text{C}$ und $20,5^\circ\text{C}$. Die Form der Isothermen variiert in Abhängigkeit der steigenden Filtergeschwindigkeit von $v = 0 \text{ m d}^{-1}$ (Sz 1b 12) bis $1,4 \text{ m d}^{-1}$ (Sz 1b 1) von kreisförmig bis nahezu ideal elliptisch. Die Form der $20,5^\circ\text{C}$ Isotherme 24 Stunden nach Aufbringung der thermischen Last kann über den Verhältniswert $l_{\text{Ab}}/l_{\text{Zu}}$ beschrieben werden. Dabei ist l_{Ab} die Abstromlänge zwischen der Linienquelle und dem von der Linienquelle im Abstrom am weitesten entfernten Punkt der Isotherme, während l_{Zu} die Zustromlänge zwischen der Linienquelle und dem von der Linienquelle im Zustrom am weitesten entfernten Punkt der Isotherme darstellt.

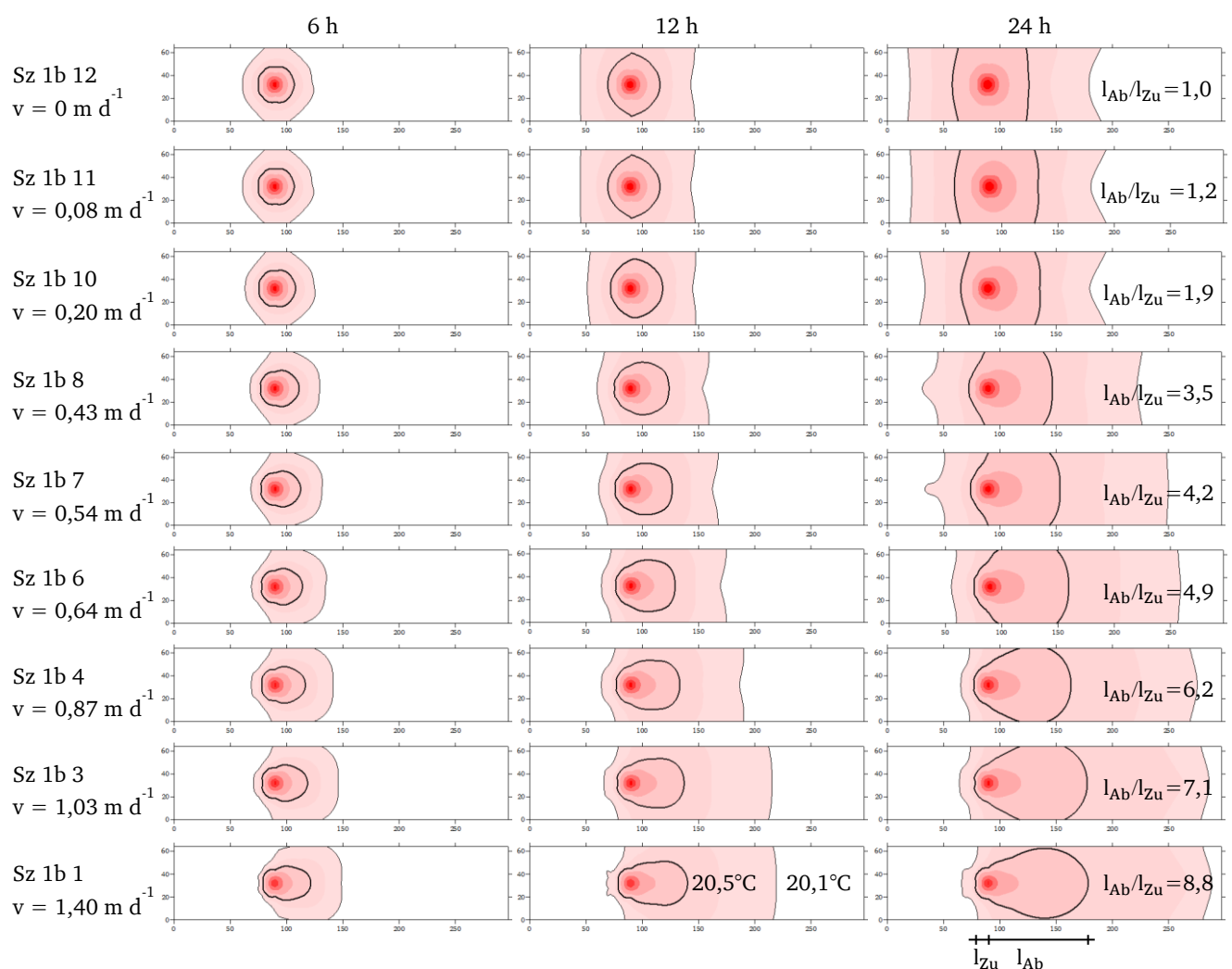


Abbildung 30: Zweidimensionale Temperaturverteilung im Szenario Sz 1b nach 6 h, 12 h und 24 h

Eine höhere Filtergeschwindigkeit führt erwartungsgemäß zu einer elliptischen Ausbreitung der Temperaturfahne mit steigender Gesamtlänge $l_{Ab}+l_{Zu}$ und steigendem Verhältnis von l_{Ab}/l_{Zu} . Es zeigt sich eine lineare Korrelation zwischen dem Verhältniswert l_{Ab}/l_{Zu} und der Filtergeschwindigkeit (Abbildung 31).

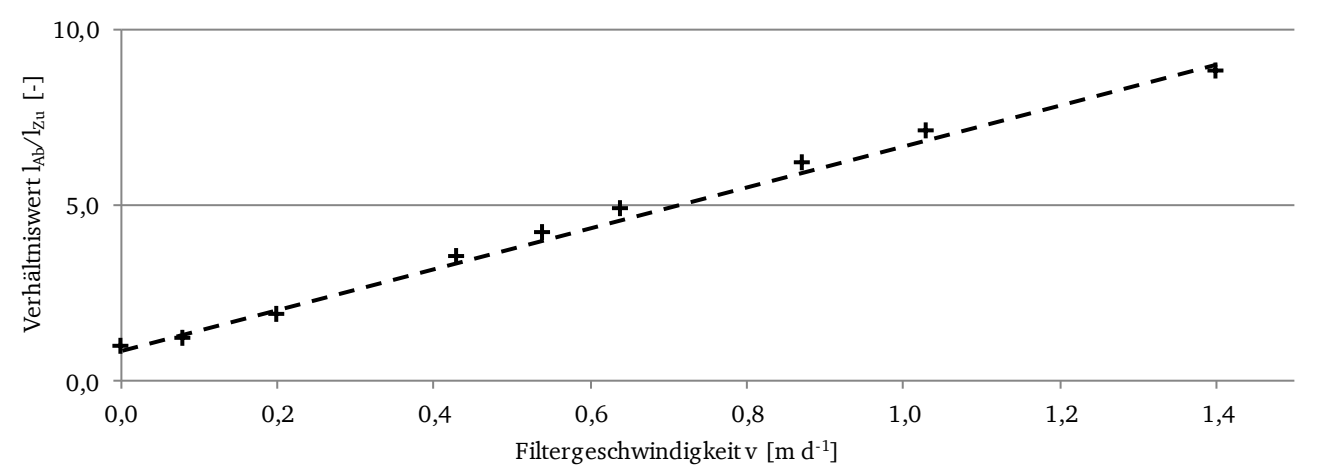


Abbildung 31: Zusammenhang zwischen Filtergeschwindigkeit und Verhältniswert l_{Ab}/l_{Zu}

Aus den gemessenen Temperatursteigungen kann über die Kelvinsche Linienquellentheorie (2.54) die effektive Wärmeleitfähigkeit der Szenarien Sz 3a 1 bis Sz 3a 7 und Sz 1b 1 bis Sz 1b 12 in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit ermittelt werden. Dabei wurde das Mindestzeitkriterium entsprechend (2.49) beachtet. Die zeitliche Entwicklung der effektiven Wärmeleitfähigkeiten für die Szenarien Sz 1b 5 bis Sz 1b 11 ist nachfolgend dargestellt (Abbildung 32).

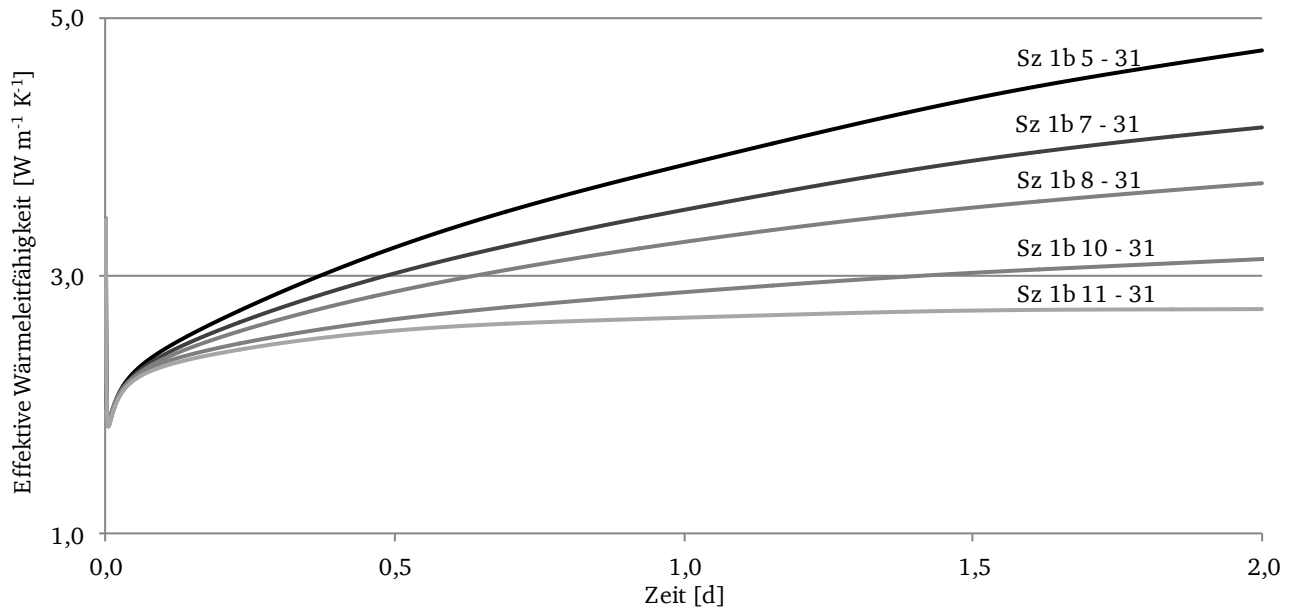


Abbildung 32: Zeitliche Entwicklung der effektiven Wärmeleitfähigkeit im Szenario Sz 1b

Bei der Ermittlung der effektiven Wärmeleitfähigkeiten über die Kelvinsche Linienquellentheorie zeigte sich für Szenarien mit geringen Filtergeschwindigkeiten ein asymptotischer Verlauf der effektiven Wärmeleitfähigkeit über die Zeit. Bei Einzelversuchen mit höheren Filtergeschwindigkeiten zeigte sich auch nach langer Versuchsdauer noch eine starke Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit. Dies kann damit begründet werden, dass die effektiven Wärmeleitfähigkeiten von Einzelversuchen, bei denen die Filtergeschwindigkeit so hoch ist, dass mehr Energie durch den konvektiven Wärmetransport abgeführt als über die Linienquelle eingebracht wird, nicht eindeutig mit der Kelvinschen Linienquellentheorie berechnet werden können. Diese Ergebnisse korrelieren mit den numerischen Berechnungen von [Signorelli et al. 2007] und den experimentellen Untersuchungen von [Witte et al. 2002]. Eine effektive Wärmeleitfähigkeit mit 5 % Abweichung zu dem Wert, der sich nach 2 Tagen einstellte, wurde in Sz 1b 11 schon ab etwa 0,6 Tagen, in Sz 1b 10 erst nach 1,3 Tagen erreicht. Für die Anwendung in der Ingenieurpraxis sollte daher bei Geothermal Response Tests und Enhanced Geothermal Response Tests, die durch große Grundwasserfließgeschwindigkeiten beeinflusst sind, eine längere Versuchsdauer angesetzt werden.

4.4. Versuchsergebnisse

Nachfolgend sind die ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeiten der Szenarien Sz 3a 1 bis Sz 3a 7 und Sz 1b 1 bis Sz 1b 12 dargestellt (Abbildung 33). Die effektiven Wärmeleitfähigkeiten wurden hierbei ab dem Mindestzeitkriterium bis zum Versuchsende nach 2 Tagen analytisch mittels Kelvinscher Linienquellentheorie aus den Temperatursteigungen innerhalb der Linienquelle (31) bestimmt.

Die analytische Auswertung der Einzelversuche unter variierenden Filtergeschwindigkeiten von 0 m d^{-1} (Sz 3a 7) bis $1,4 \text{ m d}^{-1}$ (Sz 3a 1) führte im Szenario Sz 3a zu effektiven Wärmeleitfähigkeiten von $2,36 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Sz 3a 7) bis $4,49 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Sz 3a 1). Durch den konvektiven Wärmetransport im Einzelversuch Sz 3a 1 erhöhte sich die ermittelte effektive Wärmeleitfähigkeit um etwa 133 %. Für das Szenario Sz 1b ergaben sich effektive Wärmeleitfähigkeiten von $2,65 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $8,7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bei

variierenden Filtergeschwindigkeiten von 0 m d^{-1} (Sz 1b 12) bis $1,4 \text{ m d}^{-1}$ (Sz 1b 1). Dies entspricht einer maximalen Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit von 228 %.

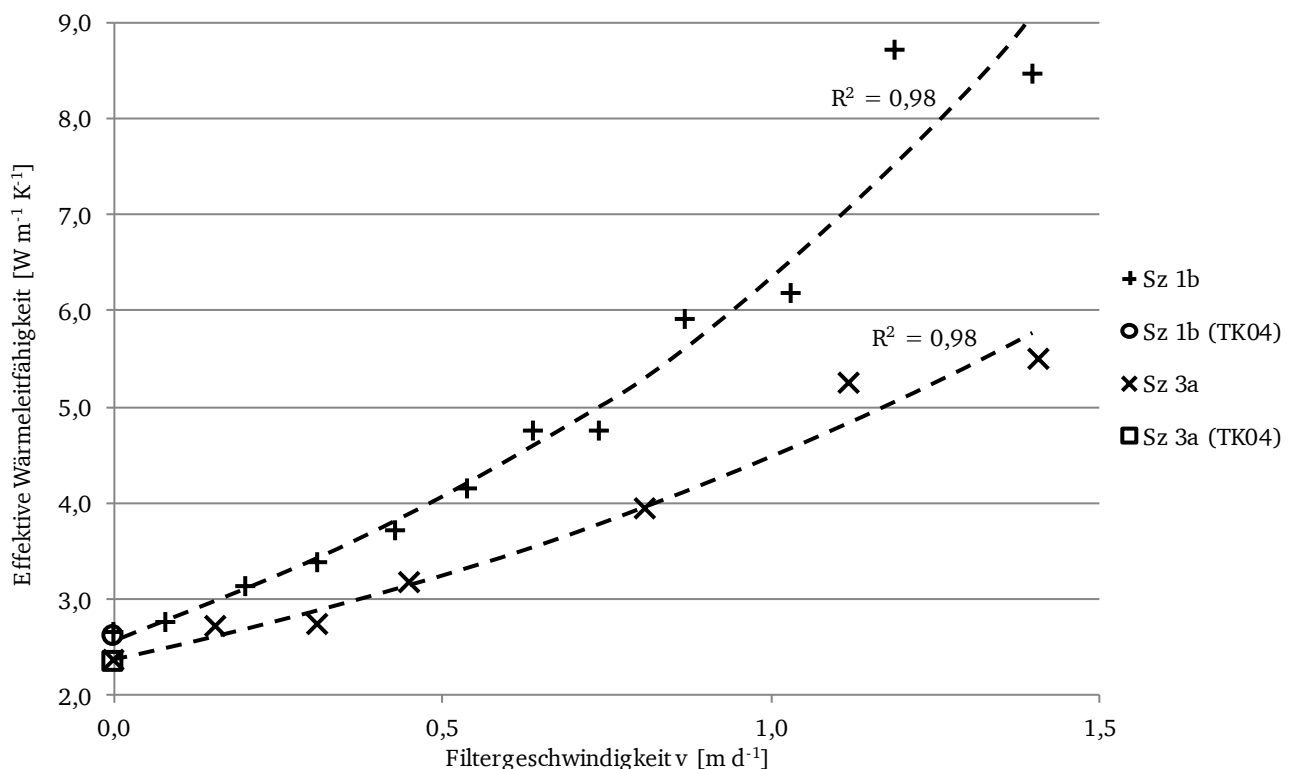


Abbildung 33: Effektive Wärmeleitfähigkeiten aus Sz 1b und Sz 3a in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit

Insgesamt zeigte sich für beide Szenarien Sz 1b und Sz 3a ein exponentieller Zusammenhang zwischen der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit und der Filtergeschwindigkeit (Abbildung 33). Im Szenario Sz 1b konnte gegenüber dem Szenario Sz 3a eine größere Zunahme der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit gerade im Bereich größerer Grundwasserfließgeschwindigkeiten festgestellt werden. Diese größere Zunahme kann durch die unterschiedlichen verwendeten Bodenarten erklärt werden. Die Böden weisen Unterschiede in der mittels TK04 Methode ermittelten Wärmeleitfähigkeit (12 %), der spezifischen Wärmekapazität (13 %), dem Porenanteil (7 %), der Dichte des wassergesättigten Bodens (2,6 %) sowie der Durchlässigkeit (276 %) auf. Zudem zeigte sich durch den kleineren Durchlässigkeitsbeiwert ein höherer Einfluss der Wasserwegsamkeit entlang der Versuchsstandswandung, wie zuvor beschrieben. Neben dem gering unterschiedlichen (gesamten) Porenanteil kann entsprechend (Abbildung 7) mit einem ausgeprägt unterschiedlichem effektiven Porenanteil gerechnet werden.

Die für den Einzelversuch Sz 3a 7 mit einer Filtergeschwindigkeit von 0 m d^{-1} ermittelte effektive Wärmeleitfähigkeit von $2,36 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ stimmt mit einer Abweichung von lediglich 0,9 % mit der mittels TK 04 Halbraumsonde ermittelten Wärmeleitfähigkeit von $2,34 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ überein. Ebenso stimmt die ermittelte effektive Wärmeleitfähigkeit von $2,65 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ mit einer Abweichung von lediglich 1,5 % mit der mittels TK 04 Halbraumsonde ermittelten Wärmeleitfähigkeit von $2,61 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ überein. Die sehr gute Übereinstimmung der aus den Versuchsszenarien bestimmten Wärmeleitfähigkeiten der Sande 103 und 105 mit den mittels TK04 Methode ermittelten Wärmeleitfähigkeiten verdeutlicht die valide experimentelle Vorgehensweise. Für die Einzelversuche beider Szenarien konnte eine lineare Regression mit einem Bestimmtheitsmaß von jeweils 0,98 gelegt werden. Auch dies verdeutlicht die Validität der experimentellen Vorgehensweise.

Für die Szenarien Sz 1b 6 bis Sz 1b 11 wurden auch die Abkühlphasen nach Reduzierung der thermischen Last auf 0 W m^{-1} ermittelt (Abbildung 34). Auch hier zeigte sich, dass sich bei Versuchen mit höheren Filtergeschwindigkeiten ein quasistationärer Zustand schneller einstellt als bei Versuchen mit geringeren Filtergeschwindigkeiten.

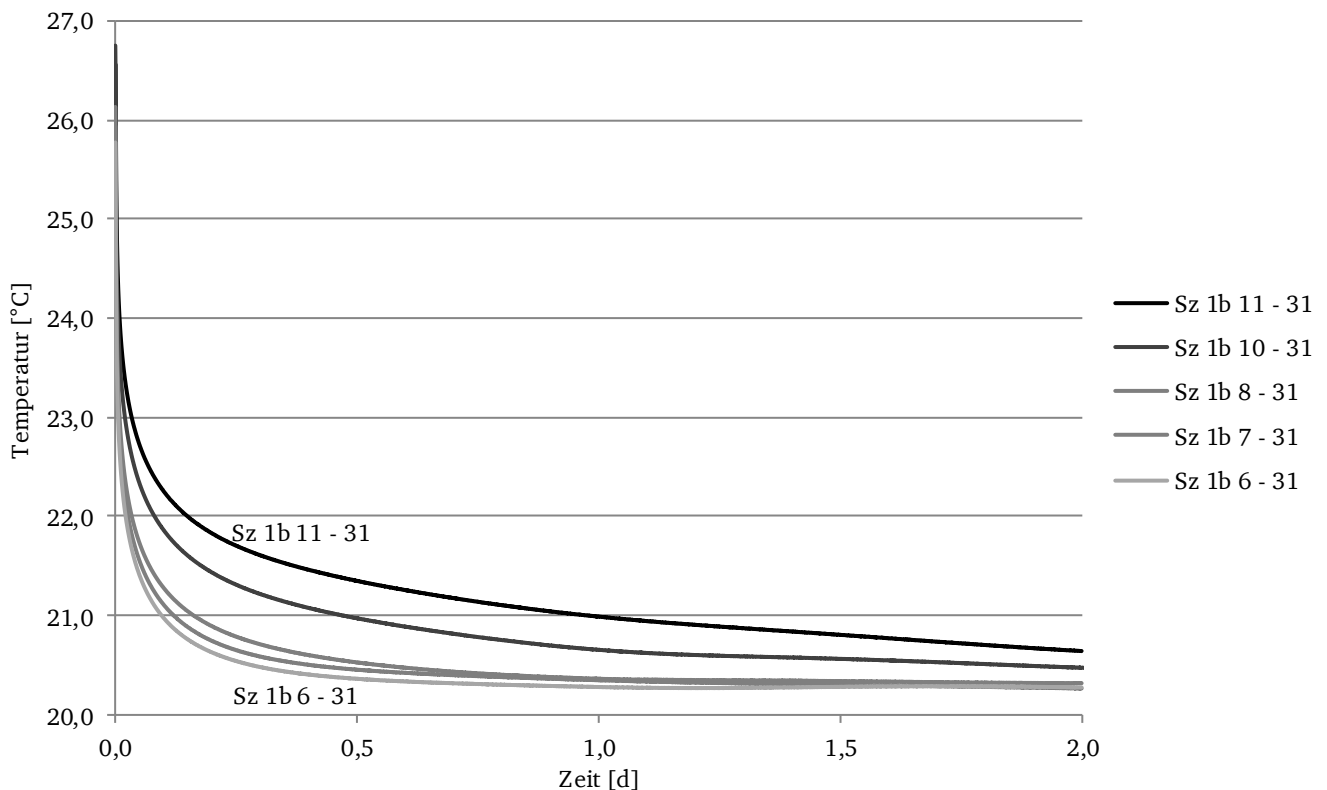


Abbildung 34: Abkühlkurven im Szenario Sz 1b in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit

Bei der Ermittlung der effektiven Wärmeleitfähigkeiten aus den Abkühlkurven der Temperatur innerhalb der Linienquelle (31) zeigte sich eine Überschätzung der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeiten um 15 % - 40 % gegenüber den Werten, die aus der Aufheizkurve ermittelt wurden. Die Überschätzung nahm dabei mit steigender Filtergeschwindigkeit zu. Ähnliche Ergebnisse wurden in experimentellen Feldversuchen durch [Witte et al. 2002] festgestellt.

Insgesamt betrachtet bestätigen die innerhalb von mehr als einem Jahr gewonnenen Ergebnisse, dass der entwickelte Wärmeleitungs- und Wärmeströmungsversuchsstand zuverlässig hochgenaue, reproduzierbare Temperaturmessdaten liefert, mit denen die Wärmeleitfähigkeit für verschiedene geologische und hydrogeologische Versuchsszenarien mit variierenden Heizleistungen bestimmt werden kann. Durch die wohl definierten thermischen und hydraulischen Randbedingungen ist eine numerische Rückrechnung der experimentellen Daten und somit die Validierung eines numerischen Modells möglich.

5. Eigene experimentelle Felduntersuchungen

Um die Übertragung der im Laborversuchsstand gewonnenen Ergebnisse auf reale geothermische Systeme zu untermauern, wurden an zwei geothermischen Projektstandorten in Darmstadt und in Berlin Strausberg zusätzlich experimentelle Felduntersuchungen durchgeführt.

5.1. Projektstandort Lichtwiese

Am Projektstandort Lichtwiese in Darmstadt wurden in Kooperation mit dem Institut für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt im Zeitraum von Mai 2010 bis Mai 2012 geothermische Feldversuche durchgeführt. Ziel der Feldversuche war es, Geothermal Response Tests und Enhanced Geothermal Response Tests an zwei unterschiedlichen Sondentypen in gleicher Geologie hinsichtlich ihrer Reproduzierbarkeit und Vergleichbarkeit zu untersuchen. Hierfür wurden zu unterschiedlichen Jahreszeiten Versuche mit verschiedenen Messeinheiten und variierenden Heizleistungen durchgeführt. Der Einfluss der Heizleistungsschwankungen wurde durch die Verwendung von verschiedenen Systemen zur Aufbringung der Heizleistung untersucht. Die Zunahme der tiefenbezogenen effektiven Wärmeleitfähigkeiten gegenüber den Wärmeleitfähigkeiten, die an den entnommenen Bohrkernen im Labor ermittelt wurden, wurde mit der tiefenbezogenen Filtergeschwindigkeit verglichen.

5.1.1. Standortbeschreibung

Der Projektstandort, das durch das Fachgebiet Entwerfen und Energieeffizientes Bauen entwickelte Plusenergiehaus surPLUShome, liegt auf dem Gelände der Technischen Universität Darmstadt, am Standort Lichtwiese (Abbildung 35). Im Zuge der Errichtung des surPLUShome wurden durch das Institut für Angewandte Geowissenschaften zwei Erdwärmesonden an das Gebäude angeschlossen, die für Forschungszwecke genutzt werden können.



Abbildung 35: surPLUShome [Ott 2009]

Geologische Verhältnisse

Die geologischen Verhältnisse im Projektgebiet werden unter anderem in [Nickel 1985; Greifenhagen 2000; Kempe et al. 2001; Beier 2008] beschrieben. Die überregionale Geologie Darmstadts ist durch den Oberrheingraben geprägt. Das Stadtgebiet Darmstadt liegt auf der östlichen Randverwerfung des Oberrheingrabens und besteht vorrangig aus dem Kristallin des Odenwaldes und dem Rotliegend. Das kristalline Grundgebirge im Südosten der Stadt zählt als geologische Einheit zum nördlichen Bergsträßer Odenwald, der im Stadtgebiet hauptsächlich aus Granodiorit besteht (Abbildung 36). Der anstehende Granodiorit verwitterte während der permokarbonischen Festlandsperiode sowie im Jungtertiär und Altpleistozän stark.

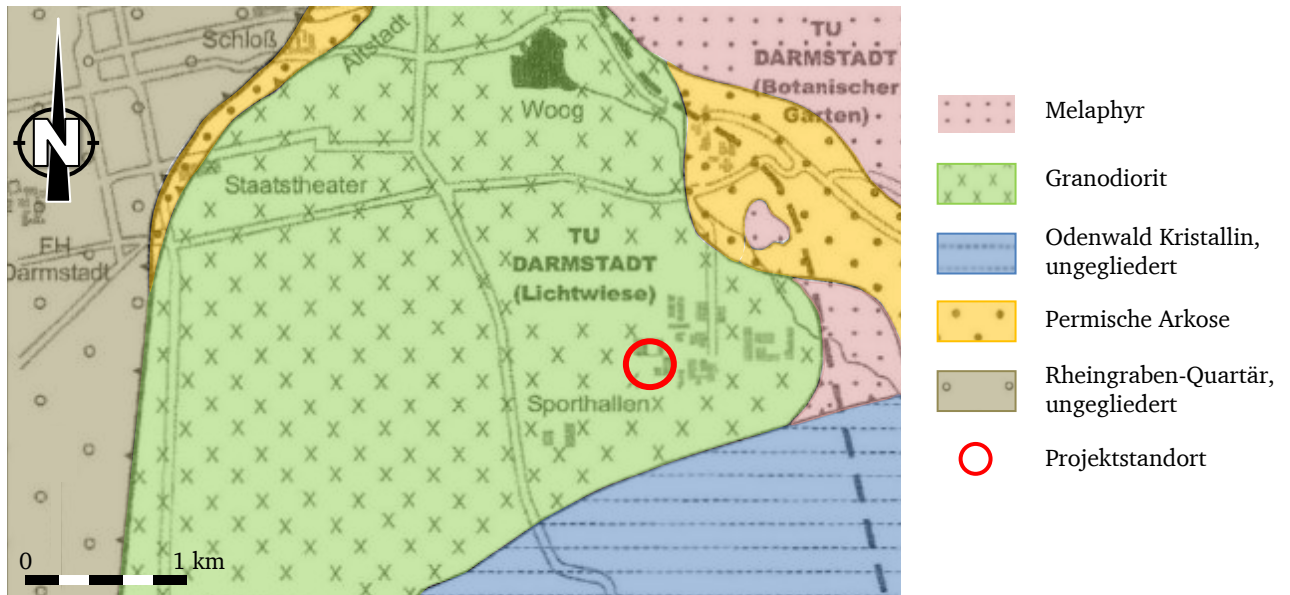


Abbildung 36: Ausschnitt der geologischen Karte Darmstadts nach [Kempe et al. 2001]

Je nach Zersetzungsgrad kann zwischen dem Vergrusungshorizont, dem Verlehmungshorizont und dem oberflächennah anstehenden, humusreichen Auswaschungshorizont unterschieden werden. Die Mächtigkeit des Vergrusungshorizonts wird meist mit etwa 40 m angegeben, kann jedoch lokal variieren. In Abhängigkeit des Verwitterungsgrades ist die Korngrößenverteilung des vergrusten Granodiorits sehr weitgestuft und enthält sämtliche Korngrößen von Ton bis Mittelkies. Der im Projektgebiet anstehende vergruste Granodiorit wird lokal als Bessunger Kies bezeichnet und wird meist als schwach schluffiger bis schluffiger, sandiger Fein- bis Mittelkies angesprochen [Greifenhagen 2000]. Eine für den Bessunger Kies typische Kornverteilungskurve wird in [Prinz & Strauß 2011] gegeben (Abbildung 37).

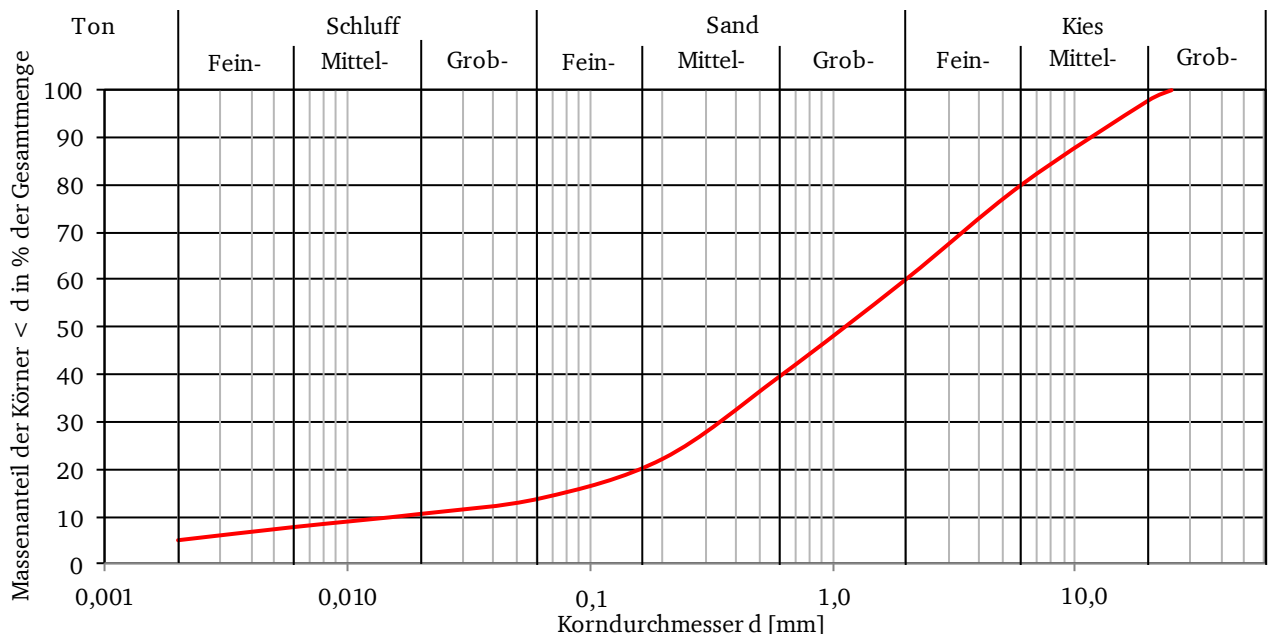


Abbildung 37: Typische Kornverteilungskurve des Bessunger Kieses nach [Prinz & Strauß 2011]

Das Kristallin des Odenwaldes ist im Osten Darmstadts teilweise durch Flugsande aus dem Oberrheingraben überdeckt. Diese kennzeichnen sich durch Quarzkörner kleiner Korngrößen und wenig silikatischem, kalkhaltigem Material [Nickel 1985].

Hydrogeologische Verhältnisse

Auch die Hydrogeologie Darmstadts wird durch die Randverwerfung des Oberrheingrabens geprägt. Westlich der Randverwerfung dominieren quartäre Porengrundwasserleiter während im Osten Darmstadts kristalline und permische Kluftgrundwasserleiter vorherrschen. Im Projektgebiet tritt der Granodiorit in Abhängigkeit des Verwitterungsgrades teilweise als Porengrundwasserleiter auf. Im stark vergrusten Bereich konnten Durchlässigkeiten von 10^{-4} m s^{-1} bis 10^{-5} m s^{-1} ermittelt werden [Fürst 1980], während das unzersetzte Gestein Durchlässigkeiten von 10^{-6} m s^{-1} bis 10^{-8} m s^{-1} aufweist [Greifenhagen 2000].

Die überregionale Grundwasserfließrichtung verläuft von Ost nach West. Lokale Abweichungen zeigen sich vorrangig im Südosten Darmstadts, wo die Grundwasseroberfläche geländeparallel in Richtung Norden abfällt [Fürst 1980]. Im Projektgebiet stellt sich eine Grundwasserfließrichtung nach Nord ein (Abbildung 38). Der Flurabstand liegt bei etwa 4 m [Beier 2008].

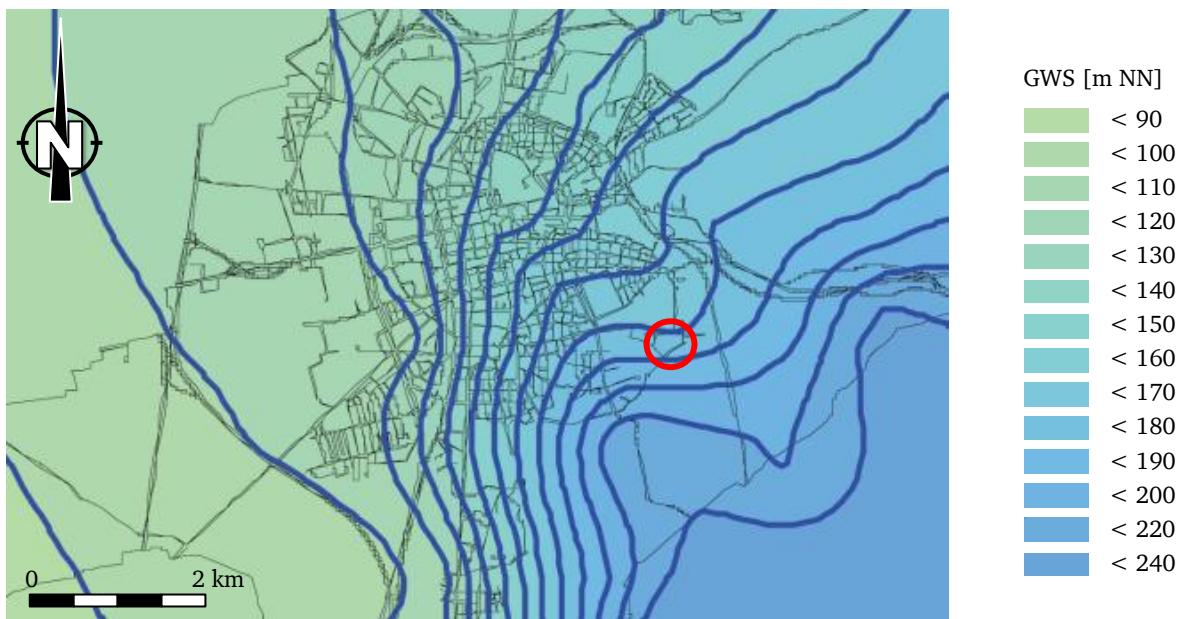


Abbildung 38: Grundwassergleichenplan im Stadtgebiet Darmstadt nach [Beier 2008]

Die klimatischen Verhältnisse Darmstadts sind den zur Verfügung gestellten Aufzeichnungen des Deutschen Wetterdienstes zu entnehmen. Demnach variierte die Außentemperatur im Zeitraum von Januar 2009 bis Mai 2012 zwischen $-19,3^{\circ}\text{C}$ und $35,3^{\circ}\text{C}$ mit einem jährlichen Mittel von etwa $9,4^{\circ}\text{C}$ (Abbildung 39).

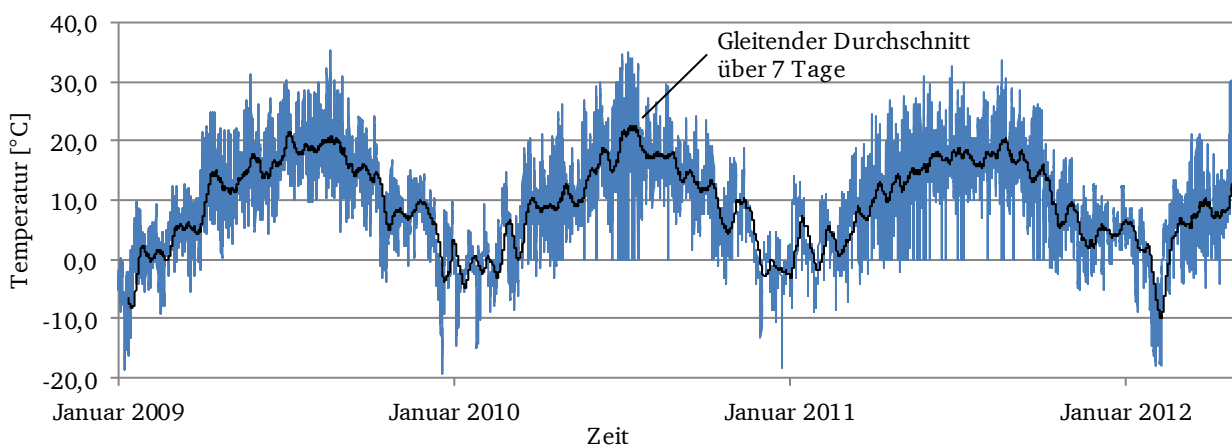


Abbildung 39: Außentemperatur im Projektgebiet Lichtwiese von Januar 2009 bis Mai 2012

5.1.2. Versuchsvorbereitung

Die Bohrarbeiten zu den zwei Erdwärmesonden B 1 und B 2 wurden durch die TERRASOND GmbH & Co. KG im Zeitraum zwischen Dezember 2008 und Januar 2009 ausgeführt und durch das Institut für Angewandte Geowissenschaften fachbautechnisch überwacht. Umfassende Erläuterungen zu den Bohr- und Ausbauarbeiten sind [Rüther 2009] zu entnehmen.



Abbildung 40: Übersicht des Projektstandortes Lichtwiese

Die Bohrungen befinden sich nördlich (B 1) und südlich (B 2) in unmittelbarer Umgebung des surPLUShome und weisen einen Abstand von etwa 10,75 m zueinander auf (Abbildung 40). Der Bohransatzpunkt von B 2 liegt etwa 0,5 m über dem Bohransatzpunkt von B 1. Beide Bohrungen wurden im Seilkernverfahren mit einem Bohrdurchmesser von 176 mm bis zu einer Teufe von 40,3 m u GOK abgeteuft und die Bohrkerne beider Bohrungen als PVC-Liner gewonnen. Die Bohrkerne wurden geologisch angesprochen und aufgenommen.

Die Bohrprofile der Bohrungen B 1 und B 2 weisen große Ähnlichkeit zueinander auf und lassen sich in den oberen Horizont aus anthropogenen und quartären Aufschüttungen, den Verlehmungshorizont und den Vergrusungshorizont des Darmstädter Granodiorits untergliedern [Rüther 2009]. Die ange-troffenen Horizonte entsprechen den erwarteten geologischen Verhältnissen im Projektgebiet (Abbildung 41).

Der obere Horizont besteht mit einer Mächtigkeit von etwa 4 m aus anthropogenen Aufschüttungen, feinsandigem Feinkies und feinkiesigem Feinsand in Wechsellagerung, gefolgt von geringmächtigen Schichten aus kalkfreiem Mutterboden und kalkhaltigem Ton.

Der Verlehmungshorizont des Granodiorits ist sehr stark verwittert, kalkfrei und weist eine Mächtigkeit von etwa 17 m auf. Durch die Mineralumwandlung im Zuge des Verwitterungsprozesses enthält der Verlehmungshorizont des Granodiorits auch Tonminerale.

Der erbohrte Vergrusungshorizont hat eine Mächtigkeit von etwa 19 m. Die entnommenen Bohrkerne im Vergrusungshorizont wurden als stark vergrust und bröckelig angesprochen.

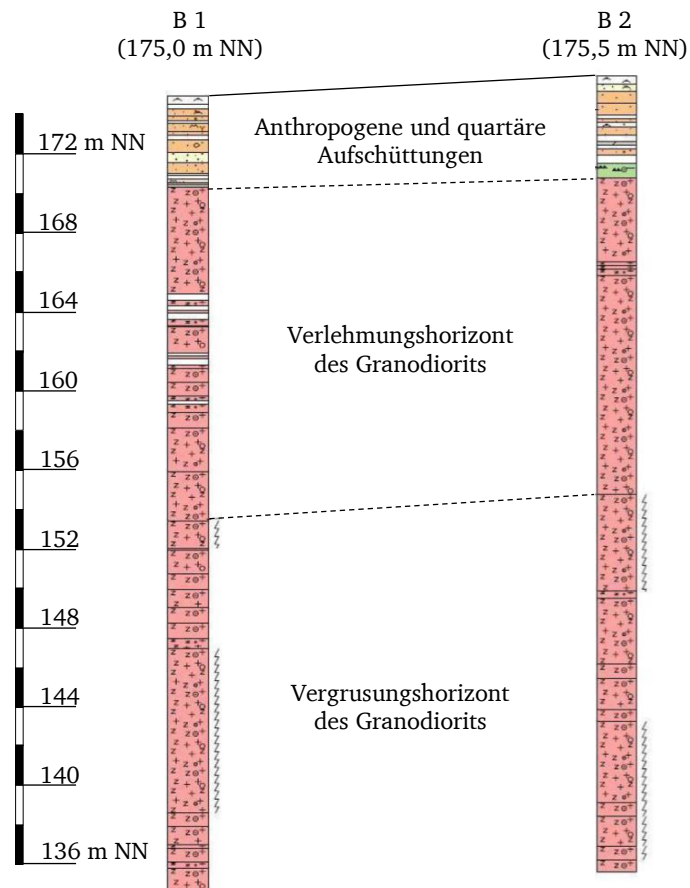


Abbildung 41: Geologischer Schnitt am Projektstandort Lichtwiese nach [Rüther 2009]

Nach Abschluss der Bohrarbeiten wurden am verrohrten Bohrloch der Bohrung B 1 geophysikalische Bohrlochmessungen durch das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) durchgeführt. Die Temperatur, die Salinität und die natürliche Radioaktivität des anstehenden Baugrunds wurden über die gesamte Bohrlochtiefe ermittelt. Die Ergebnisse sind in [Rüther 2009] dokumentiert.

Im Anschluss an die geophysikalischen Messungen wurden die Bohrungen B 1 und B 2 zu Erdwärmesonden ausgebaut. Während B 1 als Koaxialsonde mit einem Außendurchmesser von 63 mm und einem Innendurchmesser von 40 mm errichtet wurde, wurde für B 2 ein Doppel-U Sondenquerschnitt mit einem Außendurchmesser von 32 mm gewählt. Das verwendete Material ist ein thermoplastischer Kunststoff PE 100. Die Sondenköpfe beider Erdwärmesonden befinden sich auf gleicher geodätischer Höhe.

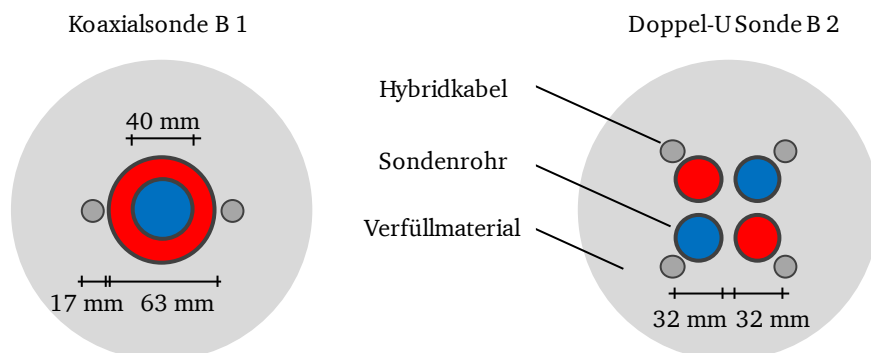


Abbildung 42: Querschnitt der Erdwärmesonden am Projektstandort Lichtwiese

Beide Erdwärmesonden wurden durch die GTC Kappelmeyer GmbH mit einem Hybridkabel der Firma Helukabel ausgestattet. Dieses besteht aus einem Kupferdraht und einem Glasfaserkabel und weist einen Durchmesser von 17 mm auf. Das Hybridkabel wurde in insgesamt drei separaten Kreisläufen entlang der Koaxialsonde und beider U-Stränge der Doppel-U Sonde jeweils in Vierfachschrleifung verlegt. Abschließend wurden die Sonden mit thermisch verbessertem Verfüllmaterial der Firma HeidelbergCement Baustoffe für Geotechnik GmbH & Co. KG verfüllt.

Im Zuge einer Studienarbeit wurden an beiden Erdwärmesonden Temperaturtiefenprofile mittels Erz-häuser Sonde, Geothermal Response Tests und Enhanced Geothermal Response Tests durchgeführt. Weiterhin wurde an den entnommenen Bohrkernen der oberen 10 m u GOK beider Bohrungen der Wassergehalt bestimmt. Die Ergebnisse sind in [Rüther 2009] enthalten.

In einer anschließenden Diplomarbeit wurden an den entnommenen Bohrkernen beider Bohrungen der Porenanteil, die Dichte und die Wärmeleitfähigkeit in einem inkrementellen Intervall von 2 m bestimmt. Die Wärmeleitfähigkeit wurde dabei vergleichend sowohl mit dem Thermal-Conductivity-Scanner als auch mit dem mobilen Lambda-Messcenter ermittelt [Kowalew 2012]. Beide Methoden lieferten vergleichbare Ergebnisse. In beiden Bohrprofilen zeigten sich erwartungsgemäß eine über die Tiefe zunehmende Trockendichte und ein über die Tiefe abnehmender Porenanteil. Entsprechend dieser Verläufe nehmen die ermittelten Wärmeleitfähigkeiten über die Tiefe zu.

Im trockenen Zustand wurden an den Bohrkernen Wärmeleitfähigkeiten von $0,8 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $1,4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (B 1) bzw. von $0,5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $1,5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (B 2) bestimmt. Aus den ermittelten Wärmeleitfähigkeiten und den Porenanteilen der Proben im trockenen Zustand konnte über das Modell des geometrischen Mittels (2.44) auf die Wärmeleitfähigkeiten im wassergesättigten Zustand rückgeschlossen werden. Einzelne Wärmeleitfähigkeitsmaxima konnten in 30,0 m u GOK und 36,0 m u GOK für B 1 (Abbildung 43) und in 38,0 m u GOK für B 2 (Abbildung 44) festgestellt werden. Die Korndichte wurde in beiden Bohrkernstrecken zu $2,68 \text{ g cm}^{-3}$ bis $2,79 \text{ g cm}^{-3}$ bestimmt.

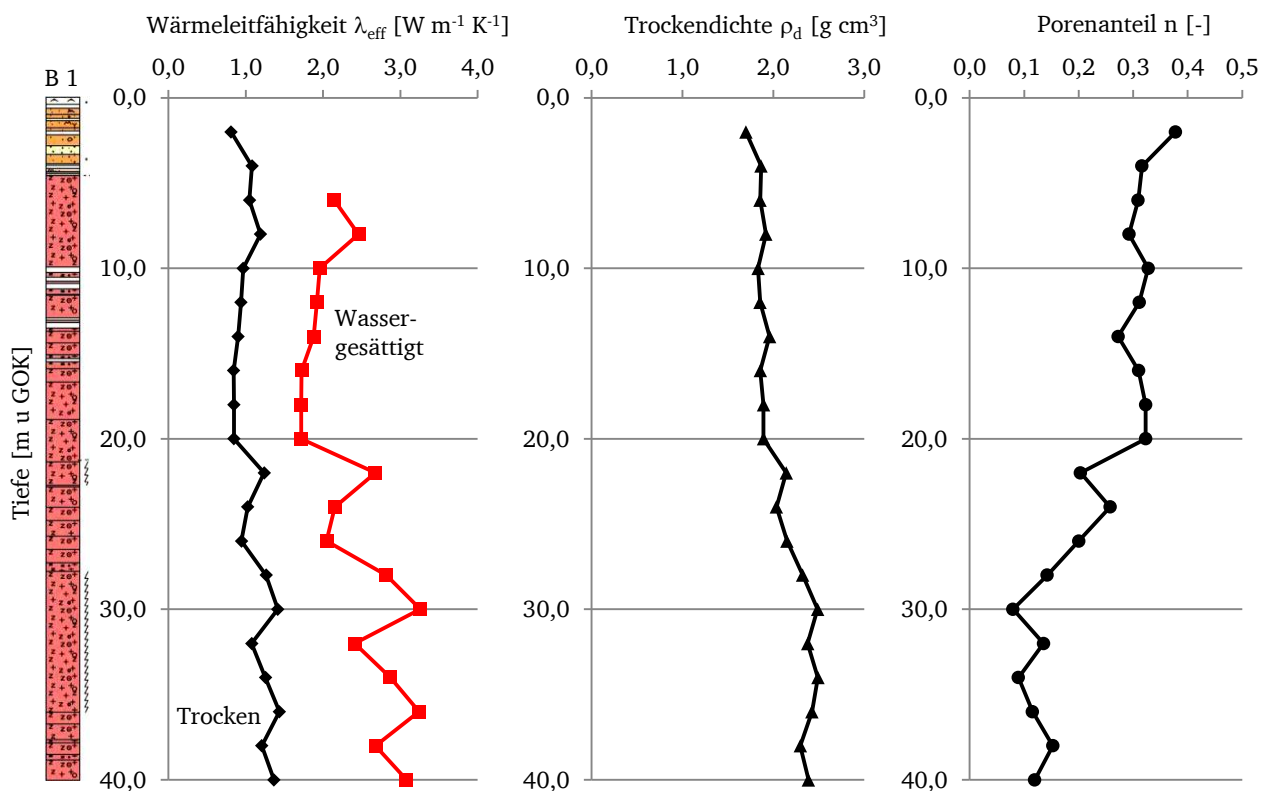


Abbildung 43: Kennwerte der Bohrkern von B 1 nach [Kowalew 2012]

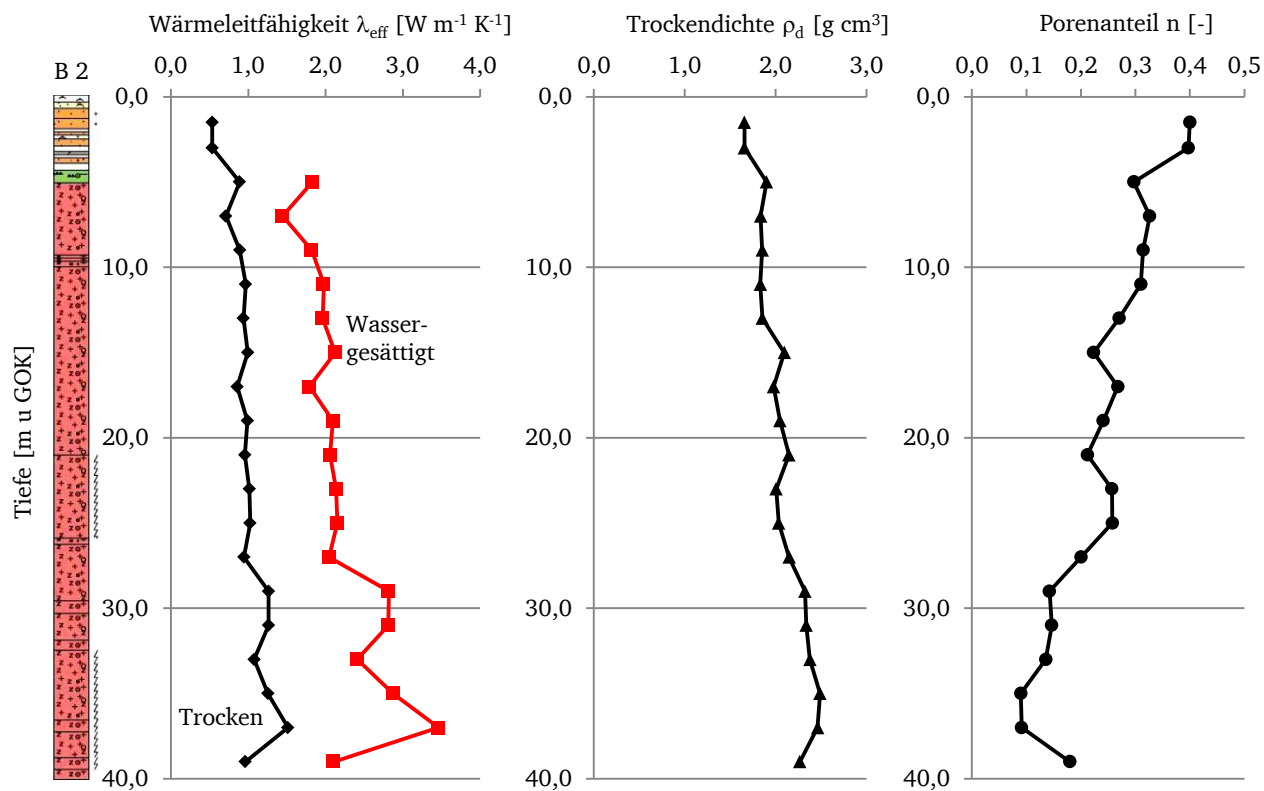


Abbildung 44: Kennwerte der Bohrkerns von B 2 nach [Kowalew 2012]

Im Zuge dieser Arbeit wurden in unmittelbarer Umgebung von B 2 zwei Grundwassermessstellen (GWM 1 und GWM 2) abgeteuft. GWM 1 wurde mit einem Durchmesser DN 32 und einer Teufe von 7 m in einem Abstand von etwa 2 m zur Doppel-U Sonde B 2 errichtet. Die Filterstrecke der GWM 1 wurde zwischen 6,0 m u GOK und 7,0 m u GOK gewählt. GWM 2 befindet sich weitere 3 m entfernt von GWM 1 in einer Linie zu B 2 und GWM 1. GWM 2 wurde durch die WENDT Bohrgesellschaft mbH bis zur Endteufe von 40,0 m mit einem Durchmesser DN 80 ausgebaut und im Bereich zwischen 6,0 m u GOK und 40,0 m u GOK verfiltert.

Im Zeitraum zwischen Juli 2010 und Juni 2012 wurde in wöchentlichen Messungen der Grundwasserstand an GWM 1 und GWM 2 im Bereich der Erdwärmesonden mit Hilfe eines Lichtlotes erfasst. Der Grundwasserstand variierte in diesem Zeitraum zwischen 3,4 m u GOK und 4,4 m u GOK (Abbildung 45). Weiterhin wurde an GWM 2 eine Grundwasserfluss-Visualisierung zur tiefenbezogenen Ermittlung der Grundwasserfließgeschwindigkeit und -richtung durchgeführt.

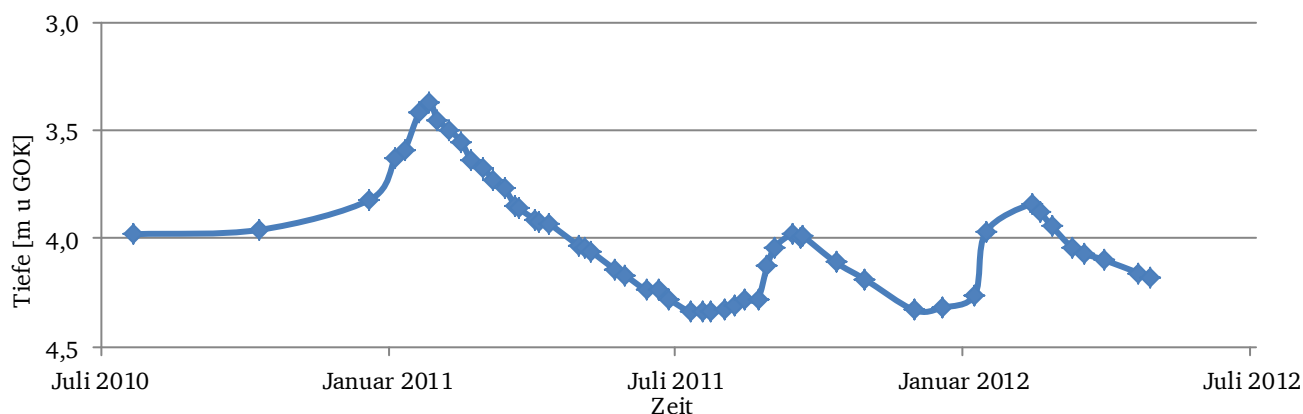


Abbildung 45: Grundwasserstandsganglinie an GWM 1 und GWM 2

Im Vorfeld der geothermischen Feldversuche am Projektstandort Lichtwiese wurde zunächst die Spleißqualität der verlegten Glasfaserkabel an der Doppel-U Sonde und der Koaxialsonde durch eine Dämpfungsmessung mittels EGRT Einheit überprüft. Für die Glasfaserstränge der Doppel-U Sonde zeigte sich erwartungsgemäß, dass die Dämpfung entlang der Glasfaser mit zunehmender Strecke linear zunimmt. Weiterhin sind Dämpfungssprünge von etwa 0,1 dB zu erkennen, die auf Verspleißungen der Glasfaser zurückzuführen sind. Die drei Spleiße befinden sich jeweils am Sondenkopf bei 96,0 m, 188,0 m und 280,0 m und verbinden jeweils eine Glasfaserschleife mit der nachfolgenden (Abbildung 46). Die lineare Zunahme der Dämpfung über die Glasfaserlänge und die Dämpfungssprünge im Bereich der Spleiße der Glasfaserstränge an B 2 liegen innerhalb der vom Hersteller angegebenen, zulässigen Toleranzgrenzen. Das anschließend gemessene Temperaturprofil zeigt keinerlei Auffälligkeiten. Die Glasfaserstränge an der Doppel-U Sonde B 2 können demnach für die DTS Messung verwendet werden.

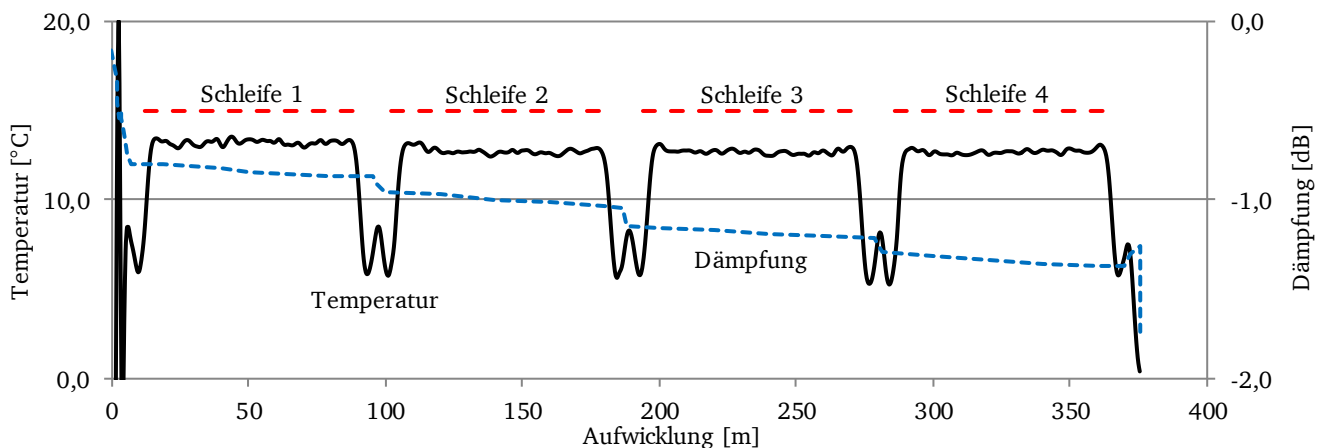


Abbildung 46: Dämpfungsmessung an der Glasfaser der Doppel-U Sonde B 2

Eine Dämpfungsmessung im Vorfeld der geothermischen Versuche an der Koaxialsonde lieferte vergleichbare Ergebnisse. Der Glasfaserstrang der Koaxialsonde konnte für die DTS Messung verwendet werden. Nach dem Abbruch eines EGRT im Mai 2011 wurde an der Glasfaser der Koaxialsonde eine erneute Dämpfungsmessung durchgeführt. Im Zuge dieser Dämpfungsmessung wurde ein Dämpfungssprung von etwa 15 dB auf -47 dB innerhalb der ersten 7 m der Glasfaser festgestellt (Abbildung 47).

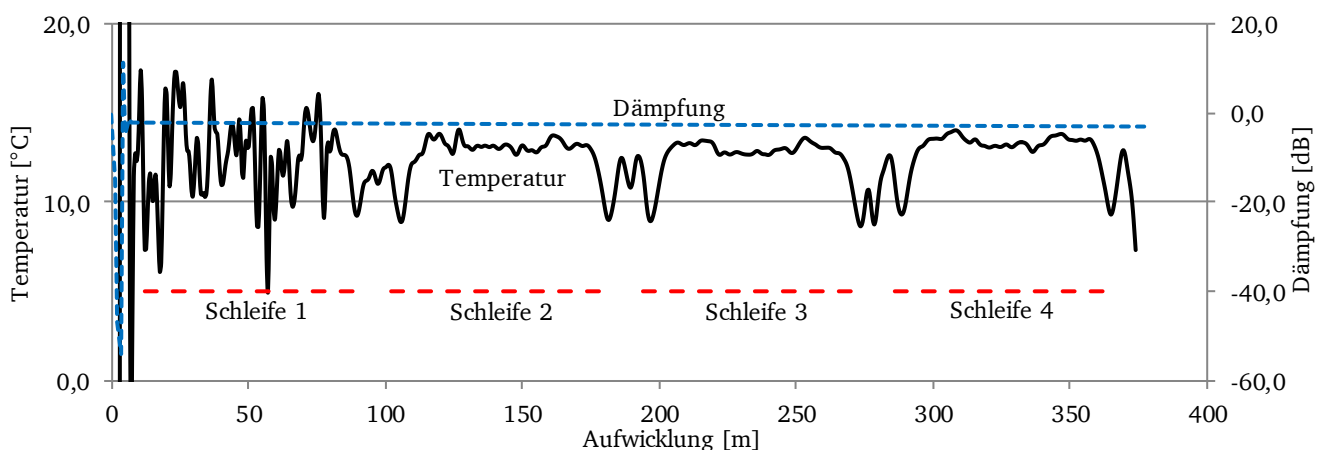


Abbildung 47: Dämpfungsmessung an der Glasfaser der Koaxialsonde B 1

Anhand des Dämpfungssprungs konnte innerhalb dieses Bereiches ein Bruch der Glasfaser detektiert werden. Dieser ist auf Bauarbeiten im Zuge der Errichtung des Sonnendecks des surPLUShome zurückzuführen. Infolge der hohen Dämpfung ist das gemessene Temperaturprofil vorrangig innerhalb der

ersten Glasfaserschleife stark fehlerbehaftet. Der Glasfaserstrang der Koaxialsonde konnte zunächst nicht für die DTS Messung verwendet werden. Im November 2011 wurde durch die GTC Kappelmeyer GmbH die defekte Glasfaser repariert. Das anschließend gemessene Temperaturprofil zeigt keinerlei Auffälligkeiten. Der Glasfaserstrang an der Koaxialsonde B 1 kann demnach für die DTS Messung verwendet werden.

Der elektrische Widerstand der drei Kupferdrähte der Hybridkabelkreisläufe an der Doppel-U Sonde und der Koaxialsonde beträgt jeweils etwa $4\ \Omega$. Aufgrund dieses vergleichsweise geringen Widerstandes und des verwendeten Transformators der Thalheimer Transformatorenwerke GmbH mit einer maximalen Stromstärke von 10 A konnte eine maximale Spannung von etwa 40 V angelegt werden. Das im Zuge der EGRTs verwendete GeoDTS N4386 A der AP Sensing GmbH bricht in der Standardversion die Versuche automatisch ab, bei denen eine Spannung von weniger als 170 V anliegt. Dieses Abbruchkriterium wurde durch ein Softwareupdate seitens des Herstellers entfernt, um EGRTs mit den gegebenen Voraussetzungen an den Forschungssonden B 1 und B 2 durchführen zu können. Die maximale Leistung, die mit dem vorhandenen Transformator auf die Erdwärmesonden eingebracht werden konnte, betrug lediglich etwa 400 W ($10\ \text{W m}^{-1}$). Daher wurde ab November 2011 ein Thyristor-Leistungssteller der JUMO GmbH & Co. KG zur Aufbringung der Heizleistung verwendet. Mit dem Thyristor-Leistungssteller TYA-110 können Stromstärken bis 50 A angelegt werden. Über Phasenanschnitts- oder Impulsgruppenbetrieb können zudem Netzspannungsschwankungen exakt ausgeglichen und die Leistungsschwankungen auf einen Wert kleiner 0,5 % minimiert werden.

In einem weiteren Vorversuch wurde die Genauigkeit der DTS Messung mittels EGRT Einheit überprüft. Hierfür wurde im Labor ein Glasfaserkabel an das GeoDTS N4386 A der AP Sensing GmbH angeschlossen. 12 unterschiedlich große Teilbereiche des 100 m langen Glasfaserkabels wurden in einem exakt temperierten Wasserbad untergebracht. Anhand dieses Versuchsaufbaus wurden verschiedene Softwareeinstellungen des Gerätes, hinsichtlich ihrer Genauigkeit die temperierten Bereiche nach Lage und Größe zu bestimmen, untersucht. Es zeigte sich, dass Temperaturanomaliebereiche, die kleiner sind als die gewählte räumliche Auflösung, mit hoher Genauigkeit bestimmt werden können. Je kleiner die räumliche Auflösung ist, desto größer muss jedoch das Messintervall gewählt werden, um hohe Genauigkeiten zu erzielen. Um die rasche Temperaturzunahme zu Beginn eines Enhanced Geothermal Response Tests korrekt zu erfassen, empfiehlt es sich, das Messintervall nicht zu groß zu wählen. Die Vorversuche verdeutlichten, dass sich für geothermische Problemstellungen eine räumliche Auflösung von 1,5 m bei einem Messintervall von 4 Minuten für eine ausreichend genaue Temperaturerfassung empfehlen.

5.1.3. Versuchsdurchführung und -auswertung

Grundwasserfluss-Visualisierung (GFV)

Im April 2012 wurde an der Grundwassermessstelle GWM 2 durch die Firma Phrealog eine Grundwasserfluss-Visualisierung durchgeführt. Ziel der GFV war es, die natürliche Grundwasserfließgeschwindigkeit im Sondennahbereich tiefenbezogen zu erfassen, um die Korrelationen zur tiefenbezogenen effektiven Wärmeleitfähigkeit zu untersuchen. Hierfür wurden in 22 Tiefenpositionen innerhalb der Filterstrecke zwischen 6,5 m u GOK und 35,2 m u GOK Messungen über insgesamt 47 Stunden durchgeführt.

Die ermittelten Fließrichtungen variieren über die Messtiefe vorrangig zwischen Nordost und Nordwest. Es zeichnen sich zwei voneinander abgrenzbare Fließrichtungsregime ab (Abbildung 48). Im Regime 1 zwischen 6,5 m u GOK und 27,65 m u GOK wurden nach Nordwest über Nordost nach Ost orientierte Fließrichtungen ermittelt. Insgesamt ergibt sich hier ein Vektorbetrag der Fließrichtungen nach Ost-Südost (100°). Ein zweites Richtungsregime (Regime 2) befindet sich im Tiefenbereich zwischen 27,65 m u GOK und 35,2 m u GOK. Hier liegt eine generelle Tendenz der Fließrichtungen nach Nordwest (305°) vor. Die über den gesamten Messbereich gemittelte, gewichtete Fließrichtung deutet nach Osten (92°).

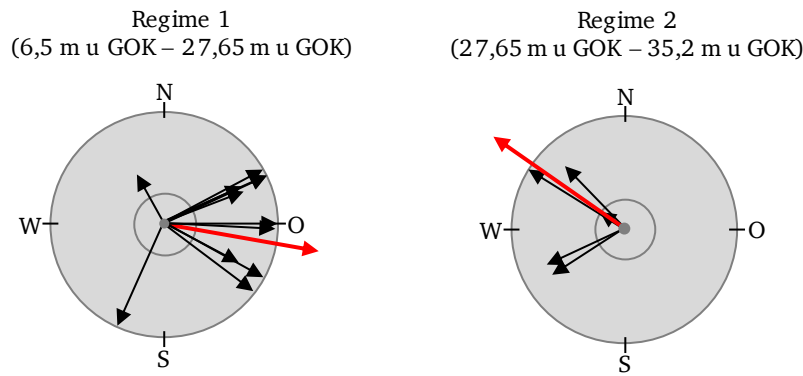


Abbildung 48: Grundwasserfließrichtungen im Regime 1 und Regime 2 an GWM 2

In (Abbildung 48) wird die Güte jeder einzelnen Messung durch die Länge der Vektoren dargestellt. Die Gütebewertung erfolgt dabei durch die Wertung der Variation der pro Messtiefe ermittelten Grundwasserfließrichtung abgestuft als Tendenz (0,25 / 0,5 / 0,75) oder eindeutiges Ergebnis (1,0). Der Mittelwert der Güte aller Messungen liegt bei 0,8. Die gewonnenen Messdaten sind somit als sehr gut zu bewerten. Jedoch variieren die ermittelten Fließrichtungen über die Tiefe der Grundwassermessstelle GWM 2 stark. Eine eindeutige Korrelation mit der erwarteten Grundwasserfließrichtung nach Nord liegt nicht vor. Dies kann durch lokale Heterogenitäten im Kluftsystem begründet werden.

Die über die Filterstrecke ermittelten Filtergeschwindigkeiten liegen zwischen $0,5 \text{ m d}^{-1}$ und $19,7 \text{ m d}^{-1}$ mit einem gewichteten Mittelwert über den gesamten Tiefenbereich von $4,0 \text{ m d}^{-1}$. Vereinzelt Geschwindigkeitsmaxima zeigen sich in 14,0 m u GOK, 18,0 m u GOK und 32,2 m u GOK (Abbildung 49). Die vergleichsweise hohen Filtergeschwindigkeiten resultieren aus dem vorrangig als Kluftgrundwasserleiter fungierenden Granodiorit.

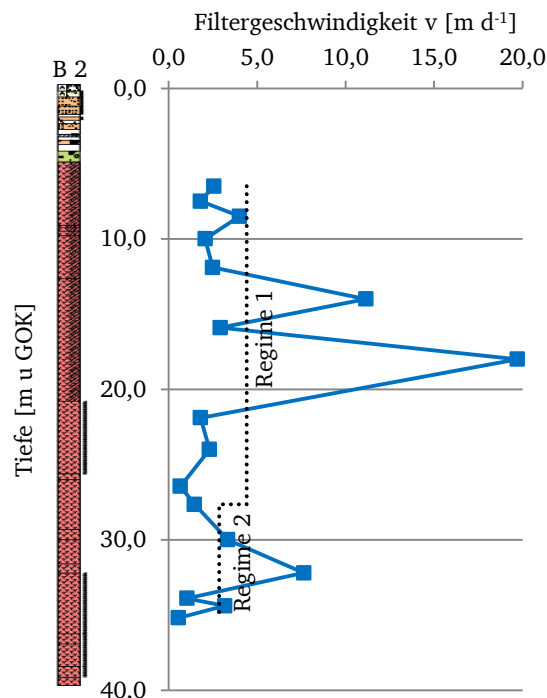


Abbildung 49: Grundwasserfließgeschwindigkeiten im Regime 1 und Regime 2 an GWM 2

Geothermal Response Tests

An den Erdwärmesonden des surPLUShome wurden insgesamt sechs Geothermal Response Tests im Zeitraum von Februar 2009 bis Februar 2011 durchgeführt. Dabei wurden die Temperaturen des Vor- und Rücklaufs des Wärmeträgerfluids, die Außentemperatur, die Innentemperatur, der Durchfluss und die Heizleistung minütlich erfasst und aufgezeichnet. Innerhalb der Versuchsserie wurde der Einfluss der Sondengeometrie, der verwendeten Messeinheit, der Größe der Heizleistung und der Jahreszeit auf die Ergebnisse von Geothermal Response Tests untersucht. Insgesamt ergaben sich für die Koaxialsonde B 1 effektive Wärmeleitfähigkeiten von $1,7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $2,2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und für die Doppel-U Sonde B 2 effektive Wärmeleitfähigkeiten von $2,3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $2,5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Tabelle 8).

Messeinheit	Datum	Koaxialsonde B 1			Datum	Doppel-U Sonde B 2		
		Dauer [h]	Leistung [W m^{-1}]	λ_{eff} [$\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$]		Dauer [h]	Leistung [W m^{-1}]	λ_{eff} [$\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$]
Messeinheit 1	07.02.2011	48/48/96	75/50/25	1,9/2,2/2,2	11.11.2009	45	69	2,3
Messeinheit 2	19.05.2010	48	62	1,7	17.05.2010	48	62	2,3
Messeinheit 2					21.07.2010	48	62	2,5
Messeinheit 2					09.02.2009	70	63	2,4*

*) durchgeführt und ausgewertet im Zuge einer Studienarbeit [Rüther 2009]

Tabelle 8: Übersicht der durchgeführten GRTs am Projektstandort Lichtwiese

Der Einfluss der Sondengeometrie auf die Ergebnisse der Geothermal Response Tests wurde am Projektstandort Lichtwiese an der Koaxialsonde B 1 und an der Doppel-U Sonde B 2 untersucht. Beide Erdwärmesonden gleichen sich in ihrer Länge, der geodätischen Höhe und den geologischen und hydrogeologischen Bedingungen. Bei Verwendung derselben Messeinheit, gleicher Heizleistung, gleicher Versuchsdauer und bei vergleichbarer Außentemperatur, ist das Ergebnis des Geothermal Response Tests lediglich von der Sondengeometrie abhängig.

Im Mai 2010 wurden zu diesem Zweck mit der Messeinheit 2 an B 1 und B 2 zwei Geothermal Response Tests mit jeweils einer thermischen Last von 62 W m^{-1} und einer Testdauer von jeweils 62 Stunden durchgeführt. Die eingebrachte Heizleistung im Zuge des GRT an der Koaxialsonde B 1 führte zu deutlich höheren Fluidmitteltemperaturen als die gleiche Heizleistung an der Doppel-U Sonde B 2 (Abbildung 50). Dies ist auf das querschnittsbedingte geringere Volumen an Wärmeträgerfluid in der Koaxialsonde zurückzuführen. Das Volumen des Wärmeträgerfluids in der Koaxialsonde ist um etwa 30 % kleiner als das in der Doppel-U Sonde. Somit ergeben sich bei gleicher Heizleistung unterschiedliche Verhältnisse von Heizleistung pro Wärmeträgerfluidvolumen.

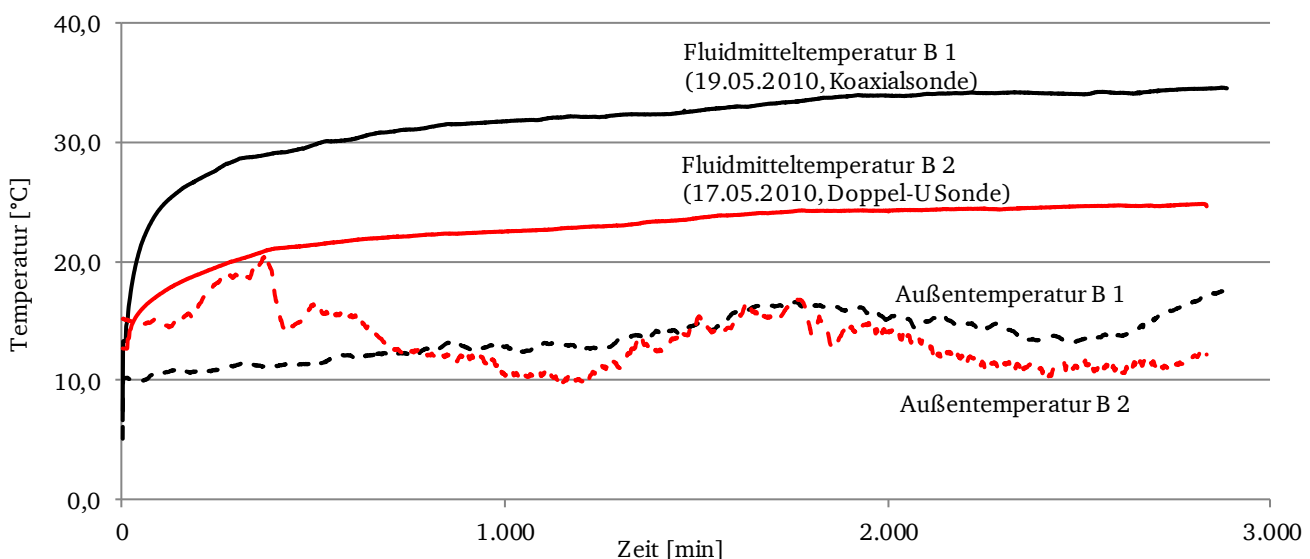


Abbildung 50: GRTs am Projektstandort Lichtwiese am 17.05.2010 und 19.05.2010

Über die gemessenen Steigungen der Fluidmitteltemperaturen konnte mit Hilfe der Kelvinschen Linienquellentheorie die effektive Wärmeleitfähigkeit der Erdwärmesonden ermittelt werden. Unter Berücksichtigung des Mindestzeitkriteriums wurde die effektive Wärmeleitfähigkeit an der Koaxialsonde zu $1,7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und an der Doppel-U Sonde zu $2,3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bestimmt.

Die Fluidmitteltemperatur infolge des GRTs an der Koaxialsonde B 1 zeigt deutliche Schwankungen in Abhängigkeit der gemessenen Außentemperatur. Etwa 2500 Minuten nach Testbeginn wurde ein vergleichsweise großer Anstieg der Außentemperatur gemessen. Dieser Anstieg zeigt sich in abgeminderter Form auch im Verlauf der Fluidmitteltemperatur des GRT an der Koaxialsonde B 1. Aufgrund dieser Schwankungen bleibt das Bestimmtheitsmaß der Regressionsgerade der Fluidmitteltemperatur hinter den Erwartungen.

Um den Einfluss unterschiedlicher Messeinheiten auf die Ergebnisse von Geothermal Response Tests zu untersuchen wurden GRTs an derselben Sonde mit zwei unterschiedlichen Messeinheiten durchgeführt. Die verwendeten Messeinheiten der Firma Geotechnisches Umweltbüro Lehr (Messeinheit 1) und der Firma Hamm & Theußner (Modell 08/01, Messeinheit 2) sind kommerziell erwerbliche Einheiten und somit Stand der Technik. Sie unterscheiden sich in Größe, Messtechnik und Messanordnung (Abbildung 51). Die Tests wurden an der Doppel-U Sonde B 2 im November 2009 und im Mai 2010 durchgeführt. Dabei wurde eine Heizleistung von 62 W m^{-1} für 48 Stunden bzw. 69 W m^{-1} für 45 Stunden auf das Wärmeträgerfluid der Doppel-U Sonde eingebracht. Beide Tests ergaben effektive Wärmeleitfähigkeiten von $2,3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Beide Messeinheiten lieferten das gleiche Ergebnis. Eine Beeinflussung der Ergebnisse von Geothermal Response Tests durch die Verwendung unterschiedlicher Messeinheiten konnte nicht festgestellt werden.



Abbildung 51: Messeinheit 1 und Messeinheit 2

Der Einfluss der Größe der Heizleistung auf die Ergebnisse von Geothermal Response Tests wurde innerhalb eines Multilevel Geothermal Response Test untersucht. Hierbei wurde auf das Wärmeträgerfluid der Koaxialsonde zunächst für 48 Stunden eine Heizleistung von 75 W m^{-1} (Heizimpuls 1), dann für 48 Stunden eine Heizleistung von 50 W m^{-1} (Heizimpuls 2) und anschließend für 96 Stunden eine Heizleistung von 25 W m^{-1} (Heizimpuls 3) mit der Messeinheit 1 eingebracht. Die Heizleistung zeigt lediglich eine geringe Schwankungsbreite, während die Außentemperatur zwischen $-3,6^\circ\text{C}$ und $11,0^\circ\text{C}$ variiert (Abbildung 52). Die Außentemperaturschwankungen übertragen sich in abgeminderter Form auf die Fluidtemperaturen, vorrangig während des Heizimpulses 1.

Die effektiven Wärmeleitfähigkeiten wurden mit Hilfe der Kelvinschen Linienquellentheorie unter Berücksichtigung des Mindestzeitkriteriums für jeden der drei Heizimpulse separat bestimmt. Es ergaben sich effektive Wärmeleitfähigkeiten von $1,9 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ für Heizimpuls 1 und $2,2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ für Heizimpuls 2 und Heizimpuls 3. Die Abweichung der effektiven Wärmeleitfähigkeiten beträgt 16 %.

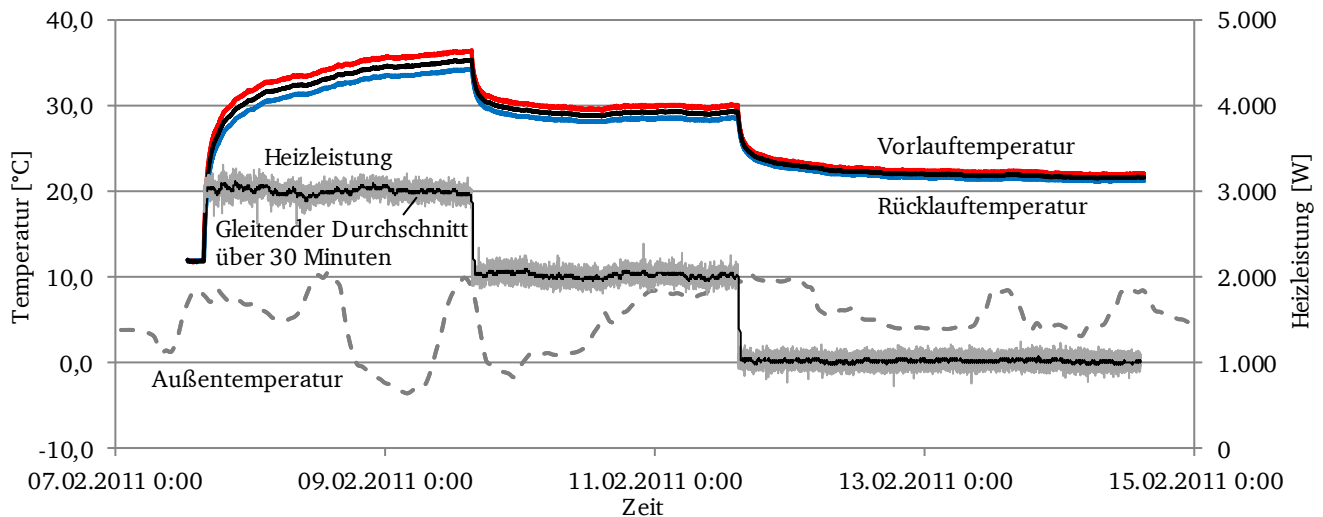


Abbildung 52: Multilevel Geothermal Response Test an der Koaxialsonde B 1 im Februar 2011

Der Einfluss der Außentemperatur auf die Ergebnisse von Geothermal Response Tests wurde an der Doppel-U Sonde B 2 durch vier GRTs im Februar 2009, November 2009, Mai 2010 und Juli 2010 und an der Koaxialsonde durch zwei GRTs im Mai 2010 und Februar 2011 untersucht (Abbildung 53). Mit Ausnahme des fehlerbehafteten GRT an der Koaxialsonde B 1 im Mai 2010 zeigt sich eine Korrelation zwischen den ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeiten und den Außentemperaturen.

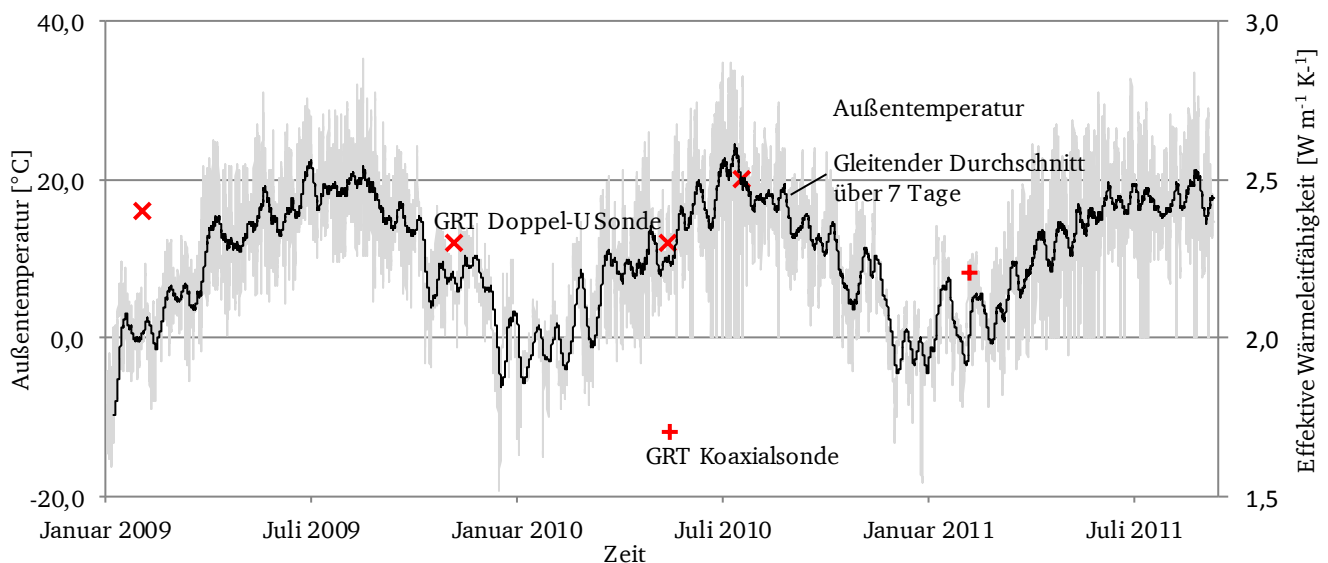


Abbildung 53: Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit von der Außentemperatur (GRT)

Eine starke Variation der Außentemperatur während eines GRT hat zudem einen Einfluss auf die Auswertbarkeit von Geothermal Response Tests, gerade bei Verwendung einer ungenügenden thermischen Isolation. Die Messdaten des Geothermal Response Tests im Juli 2010 zeigen eine Abhängigkeit der Vor- und Rücklauftemperaturen des Wärmeträgerfluids von der Außentemperatur (Abbildung 54). In Abhängigkeit der Steigung der Fluidmitteltemperatur variiert die ermittelte effektive Wärmeleitfähigkeit. Für eine hohe Reproduzierbarkeit der Messergebnisse eines GRT sind klimatische Beeinflussungen möglichst auszuschließen. Hierzu empfehlen sich umfangreiche thermische Isolationen der Messeinheit und der Anschlüsse zur Erdwärmesonde.

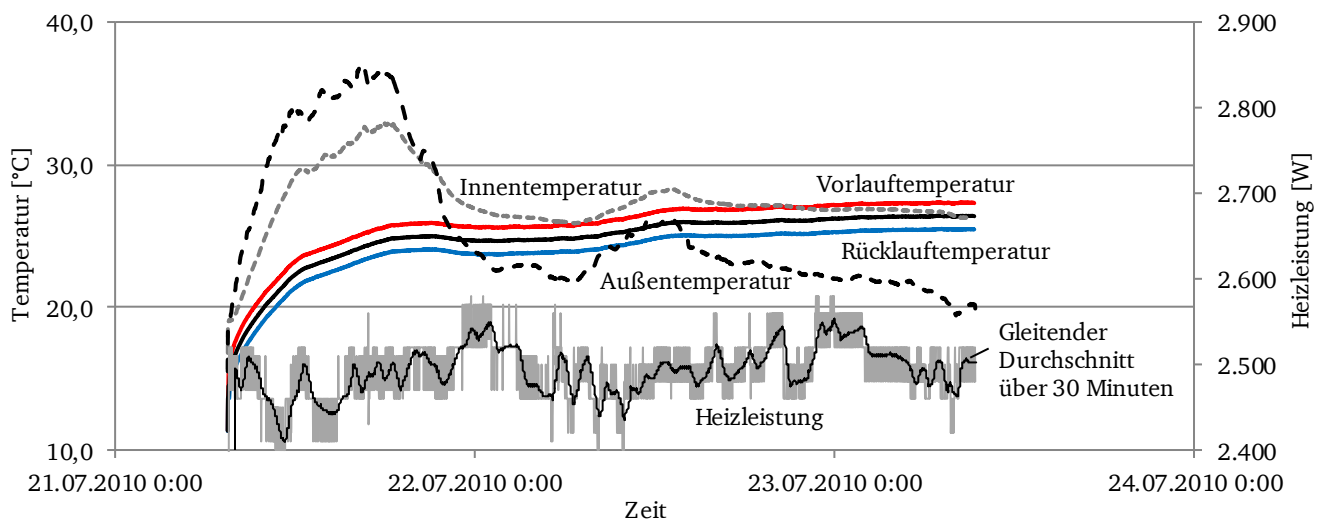


Abbildung 54: GRT am Projektstandort Lichtwiese im Juli 2010

Enhanced Geothermal Response Tests

An den Erdwärmesonden des surPLUShome wurden im Zuge dieser Arbeit zehn Enhanced Geothermal Response Tests im Zeitraum von November 2010 bis April 2012 durchgeführt. Dabei wurden in einem Zeitintervall von vier Minuten die Absoluttemperatur über einen angeschlossenen Pt 100, die Temperatur entlang der Glasfaser über die DTS Messtechnik sowie die anliegende Spannung und die Stromstärke erfasst und aufgezeichnet. Innerhalb der Versuchsserie wurde der Einfluss der Außentemperatur, des Sondenausbaus, der verwendeten Messeinheit, der Größe der Heizleistung und der Größe der Heizleistungsschwankungen auf die Ergebnisse von Enhanced Geothermal Response Tests untersucht. Insgesamt ergaben sich für die Koaxialsonde B 1 effektive Wärmeleitfähigkeiten von $1,7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $2,0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und für die Doppel-U Sonde B 2 effektive Wärmeleitfähigkeiten von $2,0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $2,4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Tabelle 9).

Messeinheit	Datum	Koaxialsonde B 1			Datum	Doppel-U Sonde B 2		
		Dauer [h]	Leistung [W m^{-1}]	λ_{eff} [$\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$]		Dauer [h]	Leistung [W m^{-1}]	λ_{eff} [$\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$]
Messeinheit 1	15.03.2011	72	6,7	1,7	08.11.2010	72	12,3	2,2
Messeinheit 1	21.11.2011	72	37,1	2,0	06.12.2010	72	13,2	2,3
Messeinheit 1					06.01.2011	72	6,7	2,1
Messeinheit 1					22.03.2011	56	7,4	2,4
Messeinheit 1					28.09.2011	72	6,0	2,0
Messeinheit 1					04.04.2012	72	34,3	2,4
Messeinheit 1					30.05.2012	72	46,0	2,0
Messeinheit 2					02.11.2011	84	31,8	2,2*

*) durchgeführt und ausgewertet durch GTC Kappelmeyer GmbH

Tabelle 9: Übersicht der durchgeführten EGRTs am Projektstandort Lichtwiese

Der Einfluss der jahreszeitlich bedingten Außentemperatur auf die Ergebnisse von Enhanced Geothermal Response Tests wurde an der Doppel-U Sonde B 2 durch vier EGRTs im Januar, März, September und November 2011 untersucht. Die ermittelten Außentemperaturen an der Geländeoberkante variierten in diesem Zeitraum zwischen $4,6^\circ\text{C}$ (Januar) und $15,6^\circ\text{C}$ (November).

Die gemessenen Außentemperaturen übertragen sich auf die ungestörten Temperaturprofile bis zu einer Tiefe von etwa 7 m u GOK deutlich. Ab einer Tiefe von etwa 8 m u GOK zeigen die Temperaturprofile einen qualitativ ähnlichen Verlauf und keinerlei Beeinflussung mehr durch die Außentemperaturen. Diese Ergebnisse korrelieren gut mit den Ergebnissen aktueller Forschungen [Verband Beratender Ingenieure 2012].

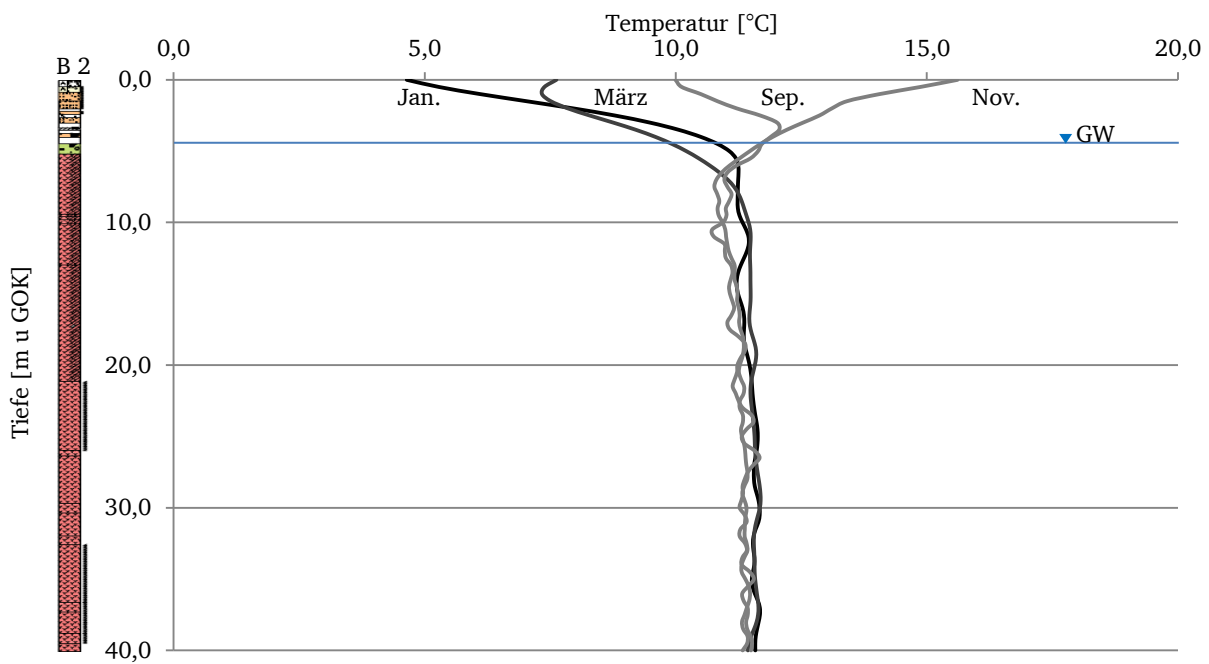


Abbildung 55: Tiefentemperaturprofile von EGRTs an B 2 zu verschiedenen Jahreszeiten

Aus dem tiefenbezogenen Temperaturverlauf während der Aufbringung der Heizleistung kann mit Hilfe der Kelvinschen Linienquellentheorie die tiefenbezogene effektive Wärmeleitfähigkeit bestimmt werden. Bei Angabe der über die Bohrlochtiefe gemittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit werden die jahreszeitlich stark beeinflussten oberen 4,0 m sowie der unterste Meter, für den die Annahmen der Linienquellentheorie nicht mehr zutreffen, vernachlässigt. Die bereinigten mittleren effektiven Wärmeleitfähigkeiten variieren innerhalb der Testserie zwischen $1,7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und $2,4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Tabelle 9). Eine Abhängigkeit der bereinigten mittleren effektiven Wärmeleitfähigkeiten von der gemessenen Außentemperatur zum jeweiligen Zeitpunkt des EGRTs liegt nicht vor (Abbildung 56).

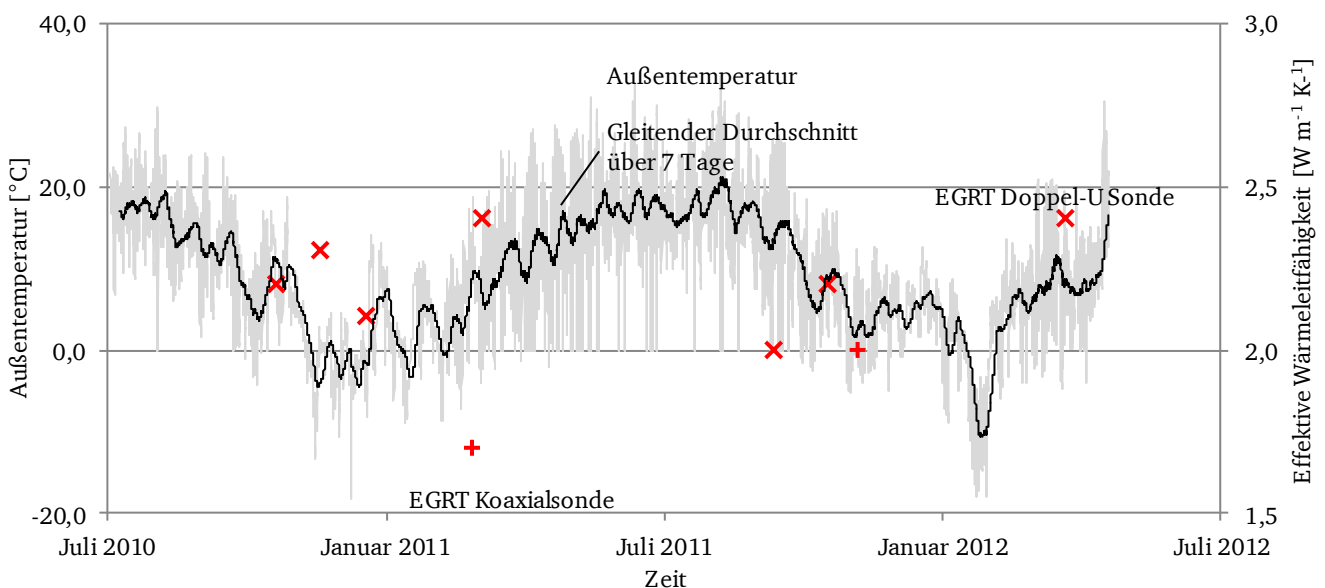


Abbildung 56: Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit von der Außentemperatur (EGRT)

Im Zeitraum zwischen Juli 2010 und Juli 2012 wurde an den Grundwassermessstellen GWM 1 und GWM 2 der Grundwasserstand in wöchentlichen Messungen bestimmt. Eine Abhängigkeit der bereinig-

ten mittleren effektiven Wärmeleitfähigkeiten von dem gemessenen Grundwasserstand zum jeweiligen Zeitpunkt des EGRTs liegt nicht vor (Abbildung 57).

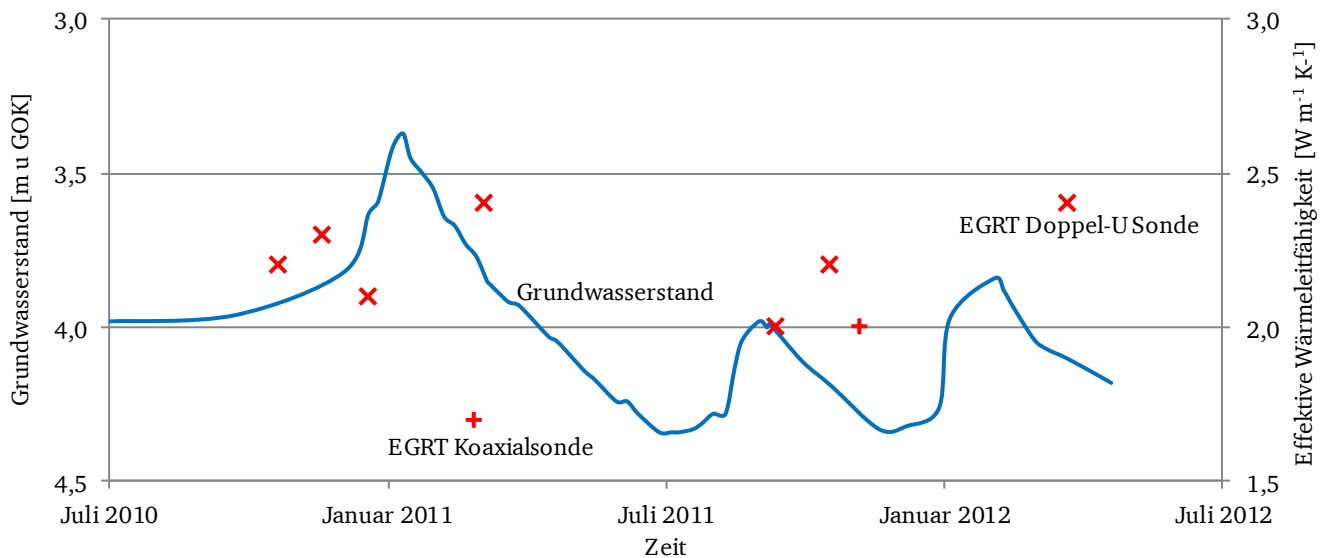


Abbildung 57: Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit vom Grundwasserstand

Der Einfluss des Sondenausbaus und der Höhe der eingebrachten Heizleistung auf die Ergebnisse der Enhanced Geothermal Response Tests wurde am Projektstandort Lichtwiese an der Koaxialsonde B 1 und an der Doppel-U Sonde B 2 untersucht. Zu diesem Zweck wurden mit der Messeinheit 1 im März 2011 und im November 2011 an B 1 und im März 2011 und im April 2010 an B 2 jeweils ein EGRT an jeder Sonde mit einer Heizleistung von etwa 7 W m^{-1} und ein EGRT an jeder Sonde mit einer Heizleistung von etwa 35 W m^{-1} durchgeführt. Die Heizleistungen wurden für jeweils 72 Stunden auf die Erdwärmesonden eingebracht.

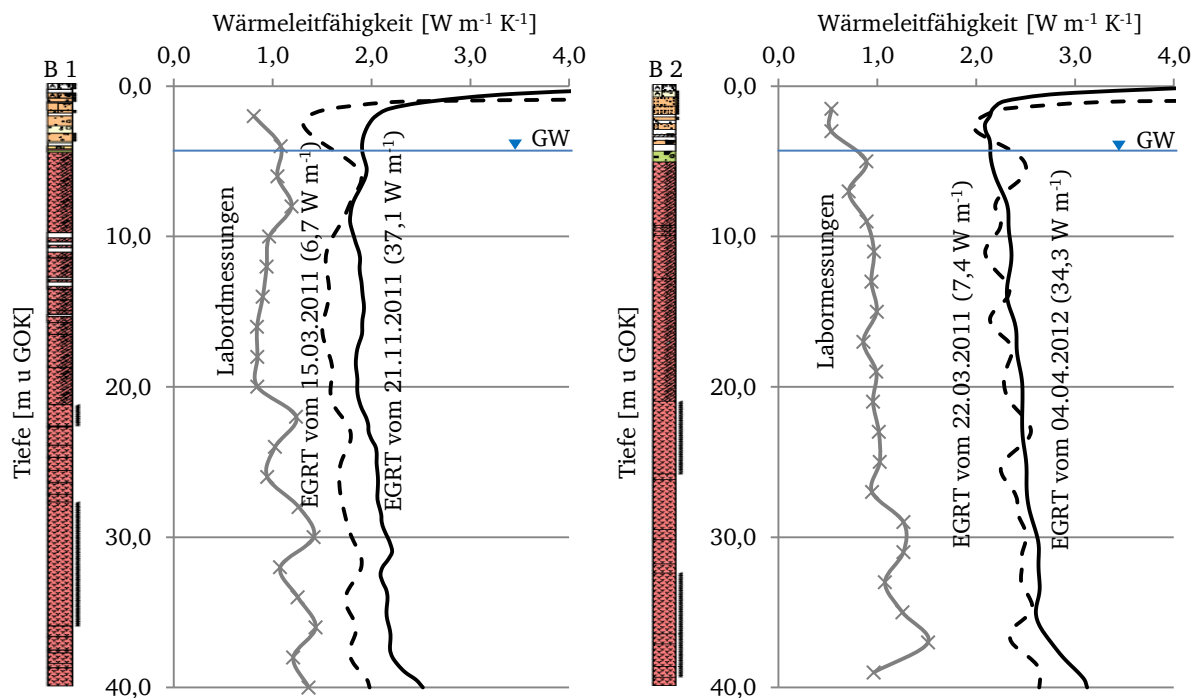


Abbildung 58: Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit von der Heizleistung

Die ermittelten tiefenbezogenen effektiven Wärmeleitfähigkeiten der vier EGRTs zeigen einen qualitativ ähnlichen Verlauf und korrelieren mit dem Verlauf der im Labor ermittelten Wärmeleitfähigkeiten an den getrockneten Bohrkernen (Abbildung 58). Es zeigt sich, dass die ermittelten Wärmeleitfähigkeiten der EGRTs mit geringeren Heizleistungen gegenüber denen mit höheren Heizleistungen besser mit den im Labor ermittelten Wärmeleitfähigkeiten korrelieren. Höhere Heizleistungen begründen den Verlauf der effektiven Wärmeleitfähigkeiten über die Tiefe und führen insgesamt betrachtet zu etwas höheren Werten. Für die Versuche mit geringen Heizleistungen lässt sich eine Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit im Bereich zwischen 5,0 m u GOK bis 6,0 m u GOK erkennen, die mit dem anstehenden Grundwasser begründet werden kann.

Der Einfluss der Grundwasserfließgeschwindigkeit auf die effektive Wärmeleitfähigkeit des geothermischen Systems am Projektstandort Lichtwiese wurde durch einen Vergleich der tiefenbezogenen Filtergeschwindigkeit (GFV im April 2011) mit der ermittelten tiefenbezogenen effektiven Wärmeleitfähigkeit (EGRT im März 2011) und den im Labor ermittelten Wärmeleitfähigkeiten untersucht.

In den Tiefenbereichen erhöhter Filtergeschwindigkeit (14,0 m u GOK, 18,0 m u GOK und 32,2 m u GOK) zeigen sich deutliche Zunahmen der im EGRT ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeiten gegenüber den im Labor ermittelten Wärmeleitfähigkeiten. Diese Zunahmen sind auf den konvektiven Wärmetransport zurückzuführen.

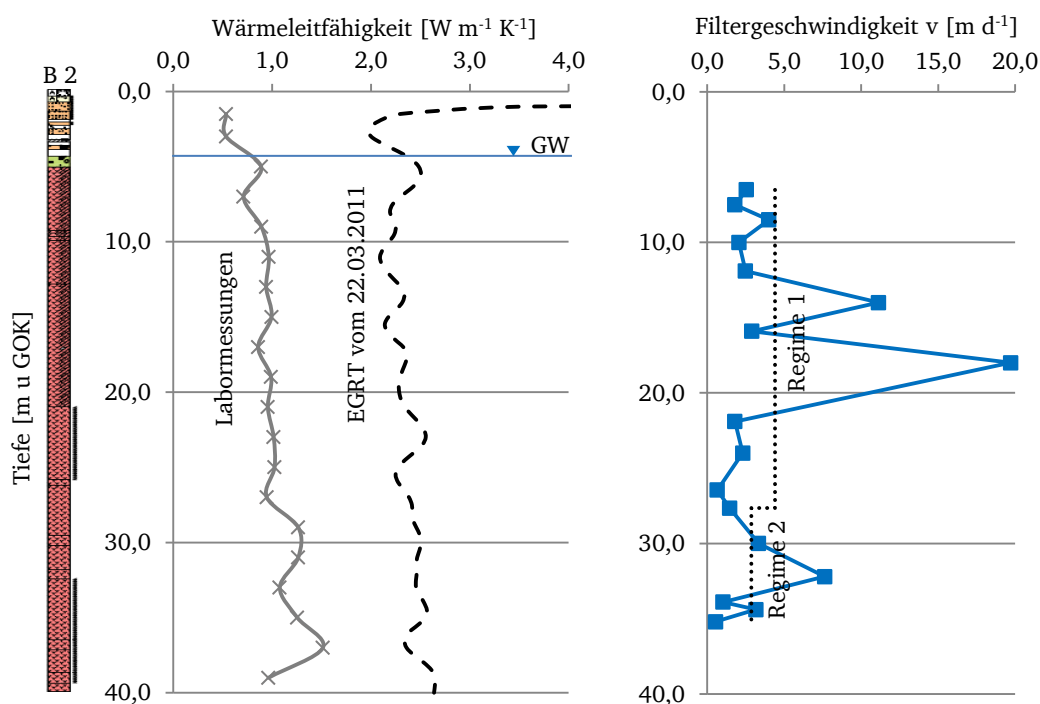


Abbildung 59: Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit von der Filtergeschwindigkeit

Um den Einfluss unterschiedlicher Messeinheiten auf die Ergebnisse von Enhanced Geothermal Response Tests zu untersuchen, wurden EGRTs an derselben Sonde mit zwei unterschiedlichen Messeinheiten durchgeführt. Die verwendeten Messeinheiten der AP Sensing GmbH vom Typ GeoDTS N4386 A sind mit einem Zweikanalsystem (Messeinheit 1) bzw. einem Vierkanalsystem (Messeinheit 2) ausgestattet und wurden im November 2009 bzw. im März 2010 hergestellt. Beide Messeinheiten sind Stand der Technik.

Die Tests wurden an der Doppel-U Sonde B 2 im November 2011 und im April 2012 durchgeführt. Dabei wurde eine Heizleistung von $34,3 \text{ W m}^{-1}$ für 72 Stunden (Messeinheit 1) bzw. $31,8 \text{ W m}^{-1}$ für 84 Stunden (Messeinheit 2) über den Kupferdraht des Hybridkabels auf die Erdwärmesonde eingebracht.

Die Verläufe der tiefenbezogenen effektiven Wärmeleitfähigkeiten beider Versuche gleichen sich qualitativ (Abbildung 60). Die über die Tiefe gemittelten, bereinigten effektiven Wärmeleitfähigkeiten wurden zu $2,2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und etwa $2,4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bestimmt und weichen um 7 % voneinander ab. Beide Messeinheiten lieferten somit vergleichbare Ergebnisse.

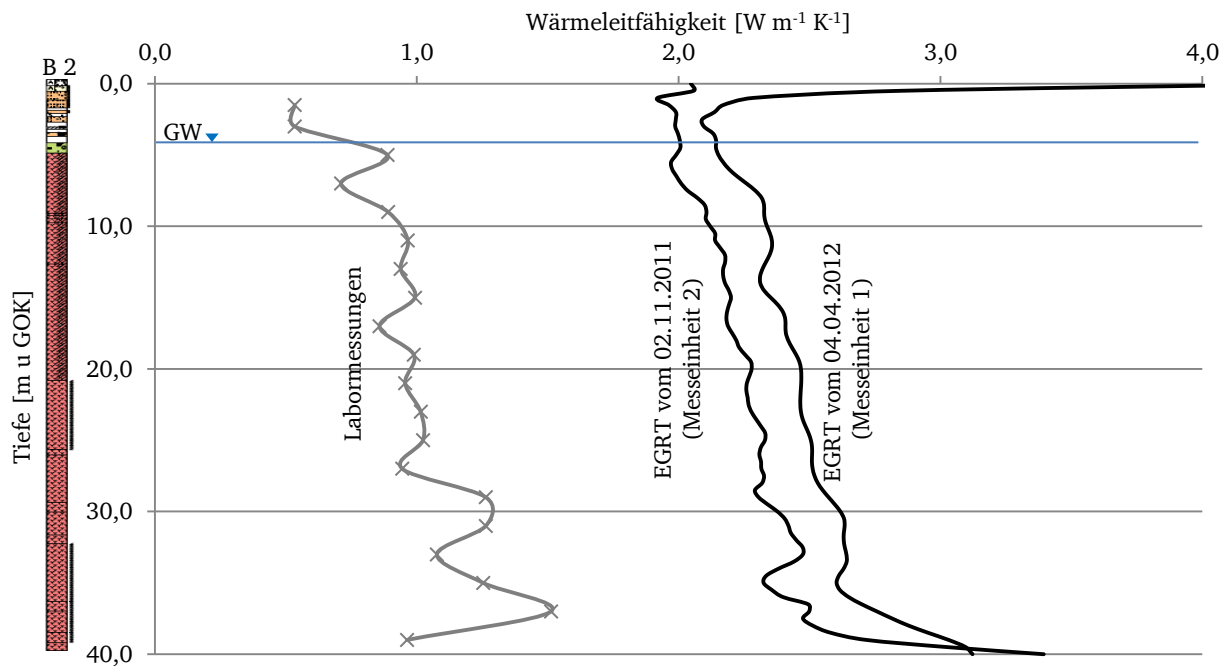


Abbildung 60: Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit von der Messeinheit

Der Einfluss der Heizleistungsschwankungen auf die Ergebnisse von Enhanced Geothermal Response Tests wurde anhand von drei EGRTs im Dezember 2010, November 2011 und April 2012 an der Doppel-U Sonde B 2 untersucht. Hierbei wurden drei unterschiedliche Systeme zur Aufbringung der Heizleistung verwendet.

Im November 2010 wurde die Heizleistung mit einem handelsüblichen Transformator der Thalheimer Transformatoren Werke GmbH (T 1) eingebracht. Die Heizleistungskurve zeigt deutliche tageszeitabhängige Schwankungen zwischen 553 W und 594 W (7 %). Aufgrund dieser Schwankungen sind Unstetigkeiten im Temperaturverlauf in einer Tiefe von 20,0 m u GOK zu erkennen, in der eine Beeinflussung durch Außentemperaturschwankungen ausgeschlossen werden kann (Abbildung 61).

Im November 2011 wurde durch die GTC Kappelmeyer GmbH ein eigens konstruierter Leistungstransformator (T 2) zur Aufbringung der Heizleistung verwendet. Mit T 2 konnte eine deutlich höhere Heizleistung als mit T 1 eingebracht werden. Die Heizleistung variiert zwischen 1450 W und 1589 W (10 %). Diese vergleichsweise großen Schwankungen übertragen sich deutlich auf den Verlauf der Temperatur in 20,0 m u GOK.

Im April 2012 wurde ein Thyristor-Leistungssteller der JUMO GmbH & Co. KG (T 3) zur Aufbringung der Heizleistung verwendet. Mit T 3 können über Phasenanschnitts- oder Impulsgruppenbetrieb die Netzspannungsschwankungen ausgeregelt werden. Die Heizleistungsschwankungen begrenzten sich dadurch auf einen Bereich zwischen 1.480 W und 1.492 W (0,8 %). Der Temperaturverlauf in 20,0 m u GOK variiert infolge dieser geringen Schwankungsbreite verhältnismäßig wenig. Aufgrund der geringen Schwankungsbreite der Temperaturverläufe kann die Regressionsgerade mit einem größeren Bestimmtheitsmaß ermittelt werden. Somit können die effektiven Wärmeleitfähigkeiten bei Auswertung über die Kelvinsche Linienquellentheorie eindeutiger und mit einer höheren Reproduzierbarkeit bestimmt werden.

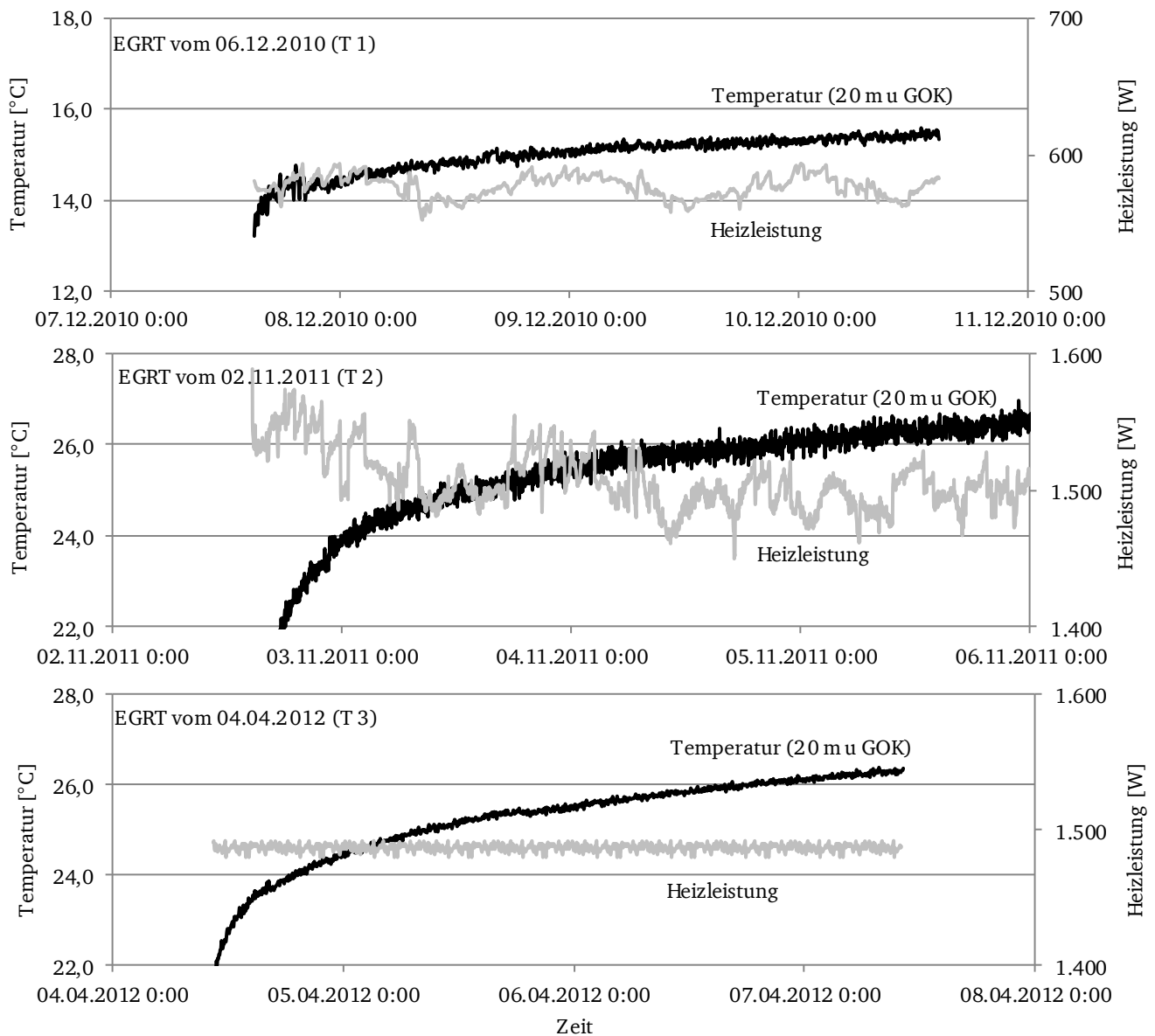


Abbildung 61: Heizleistungen und Temperaturverläufe in 20 m u GOK ausgewählter EGRTs

5.1.4. Versuchsergebnisse

Am Feldversuchsstand Lichtwiese wurden an der Koaxialsonde B 1 und der Doppel-U Sonde B 2 insgesamt sechs Geothermal Response Tests und zehn Enhanced Geothermal Response Tests durchgeführt. An den nahegelegenen Grundwassermessstellen GWM 1 und GWM 2 wurde der Grundwasserstand wöchentlich erfasst. Die tiefenbezogene Grundwasserfließgeschwindigkeit wurde mit Hilfe der Grundwasserfluss-Visualisierung im Bereich der Filterstrecke der Grundwassermessstelle GWM 2 bestimmt.

Anhand der durchgeführten Geothermal Response Tests wurde der Einfluss der Sondengeometrie, der verwendeten Messeinheit, der Größe der Heizleistung und der Außentemperatur auf die Ergebnisse von Geothermal Response Tests untersucht. Die effektiven Wärmeleitfähigkeiten wurden für die Koaxialsonde B 1 zu $1,7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $2,2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und für die Doppel-U Sonde B 2 zu $2,3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $2,5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bestimmt.

Es zeigten sich deutliche Differenzen der ermittelten Wärmeleitfähigkeiten in Abhängigkeit der Sondengeometrie (35 %). Diese sind durch die unterschiedlichen Volumina an Wärmeträgerfluid sowie die

unterschiedlichen Wärmetauscherflächen und die damit verbundenen unterschiedlichen Temperaturen innerhalb der Erdwärmesonden zu begründen.

Zudem wurde der Einfluss der Größe der Heizleistung untersucht. Die ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeiten variierten innerhalb einer Testserie in Abhängigkeit der eingebrachten Heizleistung um 16 %. Für möglichst aussagekräftige Ergebnisse von GRTs ist die Heizleistung entsprechend den späteren Betriebsleistungen zu wählen.

Es besteht eine Korrelation zwischen der jahreszeitlich bedingten Variation der Außentemperatur und den Ergebnissen von GRTs. Für jahreszeitunabhängige Messergebnisse mit hoher Reproduzierbarkeit sind klimatische Beeinflussungen durch umfangreiche thermische Isolationen der Messeinheit und der Anschlüsse zur Erdwärmesonde möglichst auszuschließen.

Innerhalb einer durchgeführten Testserie konnte kein Einfluss der verwendeten Messeinheit auf die Ergebnisse von GRTs festgestellt werden.

Anhand der durchgeführten Enhanced Geothermal Response Tests wurde der Einfluss der Außentemperatur, des Grundwasserstandes, der verwendeten Messeinheit, der Größe der Heizleistung und der Größe der Heizleistungsschwankungen auf die Ergebnisse von EGRTs untersucht. Die effektiven Wärmeleitfähigkeiten wurden für die Koaxialsonde B 1 zu $1,7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $2,0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und für die Doppel-U Sonde B 2 zu $2,0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $2,4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bestimmt. Die Ergebnisse der EGRTs stimmen gut mit den Ergebnissen der GRTs überein.

Die Abhängigkeit der Ergebnisse von EGRTs von der Außentemperatur wurde durch zehn EGRTs untersucht, die zu unterschiedlichen Jahreszeiten durchgeführt wurden. Die bereinigten mittleren effektiven Wärmeleitfähigkeiten variierten zwischen $1,7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und $2,4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Nach Bereinigung der beeinflussten, oberflächennahen Bereiche konnte kein Zusammenhang zwischen der Außentemperatur und der ermittelten Wärmeleitfähigkeit innerhalb der Testserie bestimmt werden.

Ein Einfluss des Grundwasserstandes auf die ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeiten konnte aufgrund der relativ geringen Schwankungsbreite des Grundwasserstandes nicht festgestellt werden.

Bei der Variation der Heizleistung innerhalb einer Testserie führten höhere Heizleistungen zu einer Begradigung der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit über die Tiefe. Durch geringere Heizleistungen können Variationen der effektiven Wärmeleitfähigkeit über die Tiefe, die auf geringe Grundwasserströmungen zurückzuführen sind, besser detektiert werden. Bei einer Untersuchung der Heizleistungsschwankungen durch drei unterschiedliche Systeme zur Aufbringung der Heizleistung zeigten sich Schwankungsbreiten der Heizleistung innerhalb einer Testserie von 0,8 % bis 10 %. Für eine hohe Reproduzierbarkeit von EGRTs sollte die Heizleistung mit einer geringen Schwankungsbreite eingebracht werden. Hierfür empfiehlt sich die Verwendung von Thyristor-Leistungsstellern.

Durch die Verwendung von unterschiedlichen GeoDTS Messeinheiten wurde der Einfluss der verwendeten Messeinheit auf die Ergebnisse von EGRTs untersucht. Es ergaben sich bereinigte mittlere effektive Wärmeleitfähigkeiten von $2,2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und etwa $2,4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und somit Abweichungen von 7 %.

Insgesamt konnten am Feldversuchsstand Lichtwiese innerhalb von verschiedenen Testserien die Reproduzierbarkeit und die Vergleichbarkeit der Ergebnisse von Geothermal Response Tests und Enhanced Geothermal Response Tests untersucht werden. Die innerhalb von mehr als zwei Jahren gewonnenen Daten verdeutlichen eine Abhängigkeit der Ergebnisse von Geothermal Response Tests und Enhanced Geothermal Response Tests von verschiedenen äußeren Faktoren. Unter Verwendung von thermisch isolierten Zuleitungen und Aufbringung von möglichst konstanten Heizleistungen, deren Höhe der späteren Betriebsleistung entspricht, liefern GRTs und EGRTs jedoch vergleichbare und reproduzierbare Ergebnisse innerhalb des Toleranzbereiches.

5.2. Projektstandort Strausberg

Am Projektstandort Strausberg wurden im Zuge dieser Arbeit in Kooperation mit dem Forschungsinstitut für Tief- und Rohrleitungsbau (FITR) Weimar im Zeitraum von Mai 2011 bis Dezember 2011 geothermische und hydrogeologische Feldversuche durchgeführt. Ziel der Untersuchungen war es, die gewonnenen Erkenntnisse der experimentellen Laboruntersuchungen mit denen unter in-situ Bedingungen zu vergleichen. Die Laborversuche wurden unter wohl definierten thermischen und hydraulischen Randbedingungen sowie unter Verwendung von enggestuften, homogenen Bodenarten durchgeführt. Diese wohl definierten Randbedingungen und homogenen Verhältnisse sind in-situ nicht gegeben. Jahres- und tageszeitliche Temperaturschwankungen sowie Heterogenitäten des anstehenden Untergrundes, die zwangsläufig auch zu einem über den Grundwasserleiterquerschnitt inhomogenen Grundwasserfluss mit bevorzugten Wasserwegsamkeiten führen, verdeutlichen die Komplexität geothermischer Systeme.

5.2.1. Standortbeschreibung

Der Projektstandort liegt auf dem Firmengelände der aQua-thermic GmbH, einem Strausberger Brunnenbohrunternehmen. Strausberg liegt etwa 30 km östlich von Berlin im Landkreis Märkisch-Oderland auf einer geodätischen Höhe von etwa 80 m NN. Auf dem Firmengelände befindet sich ein einstöckiges, nicht unterkellertes Bürogebäude (Abbildung 62).



Abbildung 62: Projektstandort Strausberg – Firmengelände der aQua-thermic GmbH

Geologische Verhältnisse

Die geologischen Verhältnisse Strausbergs sind in [Assmann 1957; Königlich Preußische Geologische Landesanstalt Berlin 1985; Schroeder 1993] erläutert (Abbildung 63).

Strausberg liegt auf der Barnim-Hochfläche, die sich in südost-nordwestlicher Hauptrichtung ausdehnt. Ihre Oberfläche wird in weiten Bereichen durch eine weichseleiszeitliche Grundmoräne gebildet. Grundmoränen entstehen im basalen Bereich des Inlandeises aus exarisiertem und während des Eistransportes zerkleinertem und vermischtem Gesteinsschutt. Mit dem Abschmelzen und Verdunsten der Eismassen wird die Grundmoräne abgelagert. Ihre Zusammensetzung richtet sich nach den vom jeweiligen Inlandeisstrom überfahrenen Gesteinsausstrichen und kann sämtliche Korngrößen von Ton bis Steinen enthalten. Sie ist unsortiert und ungeschichtet. Das so entstandene Gestein wird als Geschiebemergel oder, wenn es verwittert und entkalkt ist, als Geschiebelehm bezeichnet.

Beim Zusammenschmelzen der letzten Inlandeisdecke wurden die obersten Schichten des Geschiebemergels ausgewaschen, wodurch eine Deckschicht aus teilweise schluffigem, teilweise schwach kiesigem Sand entstand.

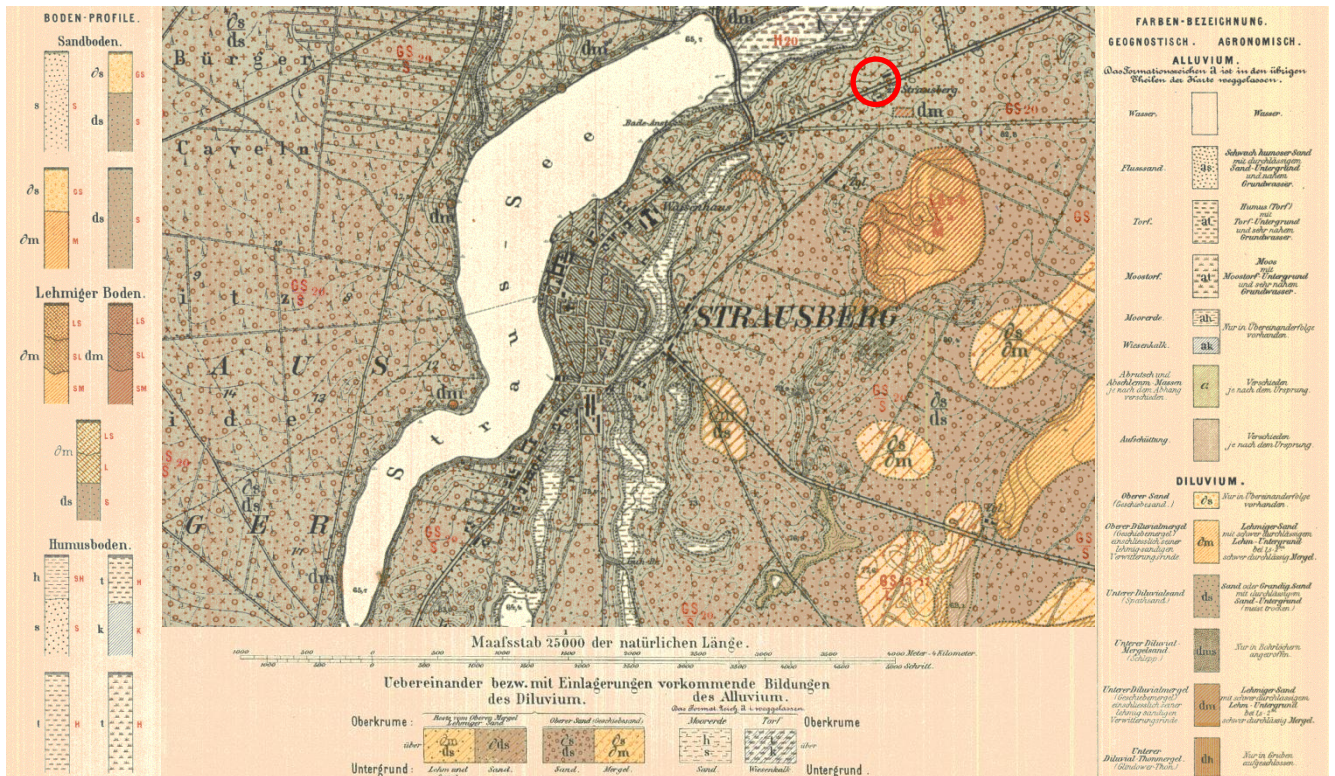


Abbildung 63: Ausschnitt der geologischen Karte Blatt Strausberg

Unterhalb des Geschiebemergels folgen glazifluviatil abgelagerte Sande und Kiese, die sogenannten Trennsande. Im Liegenden der Trennsande folgt häufig eine weitere Grundmoräne, die meist weniger stark entkalkt und verwittert ist. Die Mächtigkeit der einzelnen Ablagerungen kann regional erheblich variieren.

Hydrogeologische Verhältnisse

Die hydrogeologischen Verhältnisse im Projektgebiet werden in [Assmann 1957; Strausberger Eisenbahn GmbH 2009; LBGR Brandenburg 2012] erläutert (Abbildung 64). Demnach weisen die im Projektgebiet auftretenden teilweise lehmigen, teilweise steinigen Sande günstige hydrogeologische Bedingungen auf und sind, sofern sie unter der Grundwasseroberfläche liegen, stets grundwasserführend. Durch die beschriebenen als Geringleiter fungierenden Mergelschichten kann innerhalb der sandigen und kiesigen Porengrundwasserleiter lokal gespanntes Grundwasser auftreten.

Der Grundwasserspiegel im Projektgebiet korreliert mit der Höhe des nahegelegenen Straussees und liegt bei etwa 65,7 m NN. [Königlich Preussische Geologische Landesanstalt Berlin 1985; Strausberger Eisenbahn GmbH 2009; LBGR Brandenburg 2012]. Der Straussee liegt überregional in einer Schmelzwasserrinne, die von den nördlicher gelegenen Lattseen und dem Ihlandsee über den Straussee, nach Südwesten über den Herrensee und den Stienitzsee bis in das Berliner Urstromtal verläuft. Dementsprechend kann die generelle Grundwasserfließrichtung nach Süd-Südwest angegeben werden.

Das anstehende Grundwasser kann vorrangig als mäßig eisenhaltig und manganarm sowie mittelhart beschrieben werden. Der Grundwasserchemismus kann jedoch durch sekundäre Einflüsse wie Niederschlag, Oberflächengewässer oder künstliche Beeinflussung durch Bebauung variieren [Assmann 1957].

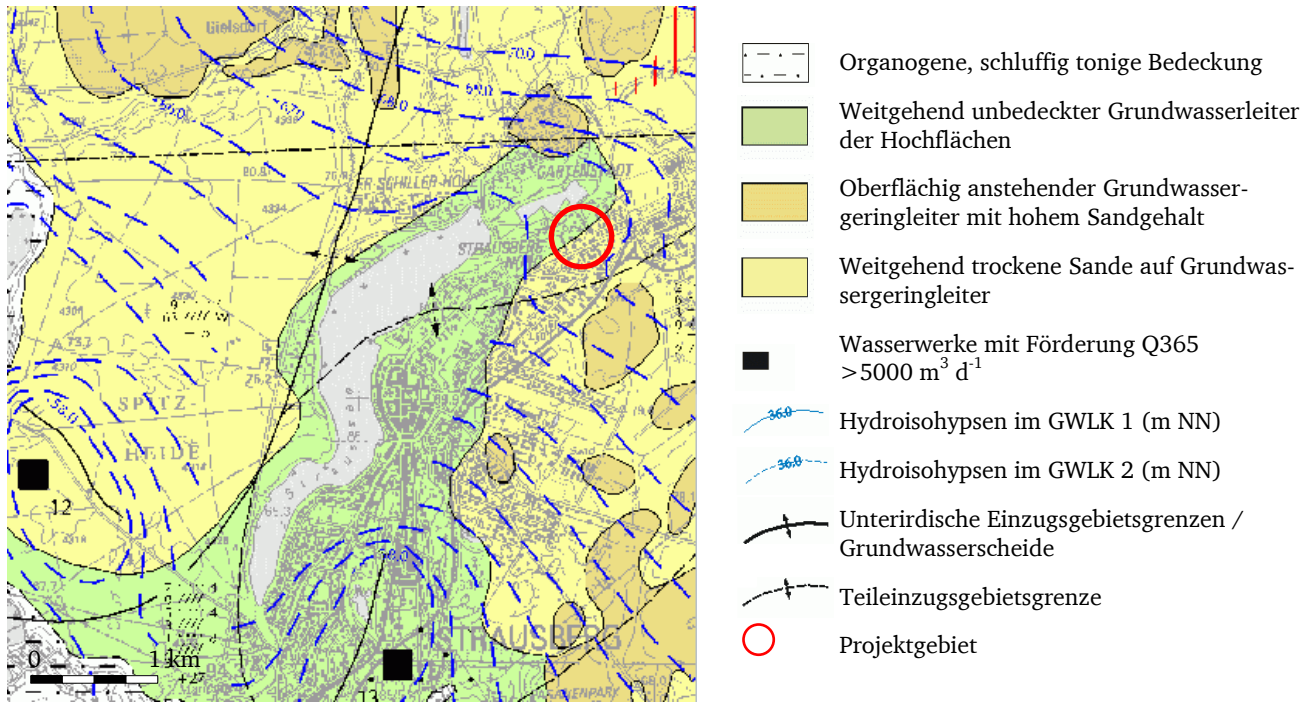


Abbildung 64: Ausschnitt der hydrogeologischen Karte Brandenburg [LBGR Brandenburg 2012]

5.2.2. Versuchsvorbereitung

Zu Forschungszwecken wurden auf dem Firmengelände der aQua-thermic GmbH durch das Forschungsinstitut für Tief- und Rohrleitungsbau (FITR) Weimar im Frühjahr 2011 vier Bohrungen mit einem Durchmesser von jeweils 180 mm und einer Tiefe von jeweils 52 m abgeteuft und zu Erdwärmesonden ausgebaut. Die Erdwärmesonden mit den Bezeichnungen EWS 5 bis EWS 8 weisen eine einheitliche Länge von 50 m auf, variieren jedoch im Querschnitt zwischen Einfach-U Sonde, Doppel-U Sonde und Koaxialsonde.

Zur messtechnischen Überwachung wurde im Bürogebäude eine geothermische Messzentrale eingerichtet und die vier Erdwärmesonden mit zwei verschiedenen Glasfaserkreisläufen zur faseroptischen Messung ausgestattet. Kreislauf 1 besteht aus einem Hybridkabel aus Kupferdraht und Glasfaserkabel und verläuft von der Messzentrale über die Erdwärmesonden EWS 6 und EWS 8. Kreislauf 2 besteht lediglich aus einem Glasfaserkabel und verläuft von der Messzentrale über die Erdwärmesonden EWS 5, EWS 7 und EWS 8. Aufgrund der günstigeren Lage zur Messzentrale und der Ausstattung mit Hybridkabel wurde EWS 6 für die geplanten geothermischen Feldversuche ausgewählt.

Im Vorfeld der geothermischen Feldversuche wurden zunächst der Verlauf und die Spleißqualität des Kreislauf 1 mit Hilfe der ERGT Einheit überprüft. Hierfür wurde über die GRT Einheit eine thermische Last auf die Erdwärmesonde EWS 6 eingebracht und die Temperaturentwicklung im Kreislauf 1 über die ERGT Einheit ermittelt. Aus dem aufgezeichneten Temperaturprofil entlang der Glasfaser lässt sich der Verlauf des installierten Kreislauf 1 bestätigen.

Kreislauf 1 verläuft von der geothermischen Messzentrale (0 m – 3 m) horizontal in etwa 1,5 m u GOK zum Sondenkopf der Erdwärmesonde EWS 6 (3 m – 25,5 m). Von dort aus folgt das Glasfaserkabel in Einfachschleifung dem Vorlaufstrang der Doppel-U Sonde zum Sondenfuß (25,5 m – 75,5 m) und über den Rücklaufstrang zurück zum Sondenkopf (75,5 m – 125,5 m). Von EWS 6 verläuft Kreislauf 1 horizontal zu EWS 8 (125,5 m – 174 m) und dort in Einfachschleifung über die gesamte Tiefe der Erdwärmesonde und zurück an den Sondenkopf (174 m – 274 m). Über eine horizontale Anbindung wird das Glasfaserkabel zurück zur geothermischen Messzentrale (274 m – 318 m) geführt. Durch Aufbringung der Heizleistung und Ermittlung der Differenz der Temperaturen vor und während der Heizphase

konnte die Lage der Erdwärmesonde EWS 6 bestimmt werden (Abbildung 65). Im Anschluss an die Temperaturmessung wurde mit Hilfe der EGRT Einheit eine Dämpfungsmessung an dem Glasfaserkabel im Kreislauf 1 durchgeführt. Erwartungsgemäß zeigte sich, dass die Dämpfung entlang der Glasfaser mit zunehmender Strecke linear zunimmt. Weiterhin zeigen sich Sprünge von etwa 0,05 dB bis 0,1 dB, die auf Verspleißungen der Glasfaser im Kreislauf 1 zurückzuführen sind. Die Spleiße befinden sich am Sondenfuß der EWS 6 (75,5 m) und der EWS 8 (224 m) und innerhalb der horizontalen Anbindung zwischen EWS 6 und EWS 8 (140 m). Die lineare Zunahme der Dämpfung über die Glasfaserlänge und die Dämpfungssprünge im Bereich der Spleiße liegen innerhalb der zulässigen Toleranzgrenzen. Kreislauf 1 kann demnach für die DTS Messung verwendet werden.

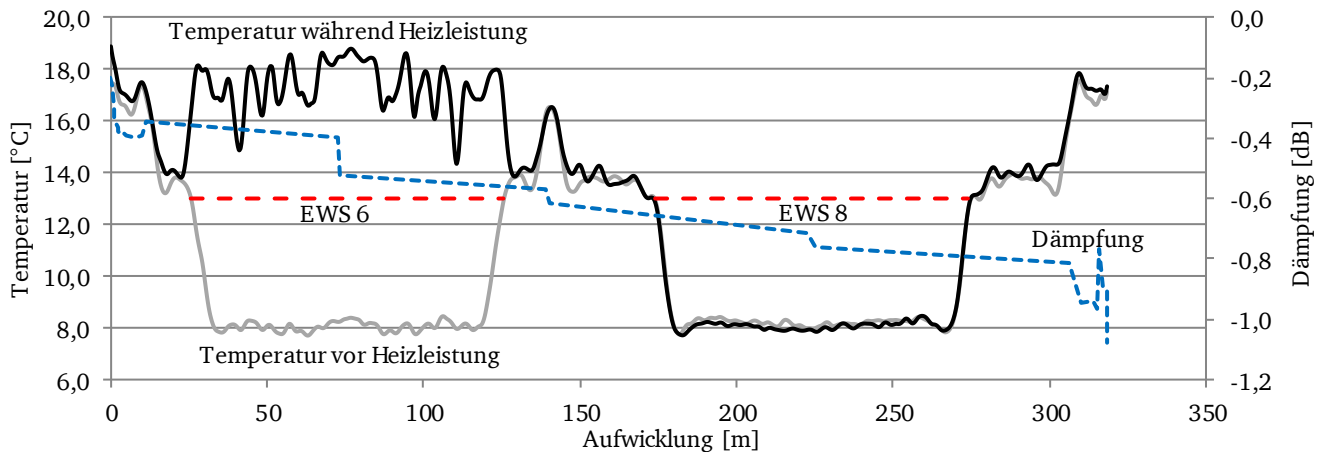


Abbildung 65: Temperaturprofil entlang der Glasfaser im Kreislauf 1

Etwa 25 m südlich von EWS 6 befindet sich die Grundwassermessstelle B 0. Die als Unterflurpegel errichtete Grundwassermessstelle weist eine Tiefe von 31 m auf. Die Rohrtouren sind als Voll- und Filterrohre DN 80 in PVC ausgeführt. Die Grundwassermessstelle ist im Bereich zwischen 29,1 m und 31,87 m unter Pegeloberkante mit einer Filterschlitzweite von 0,3 mm und einer Filterkieskörnung von 1 mm bis 2 mm verfiltert.

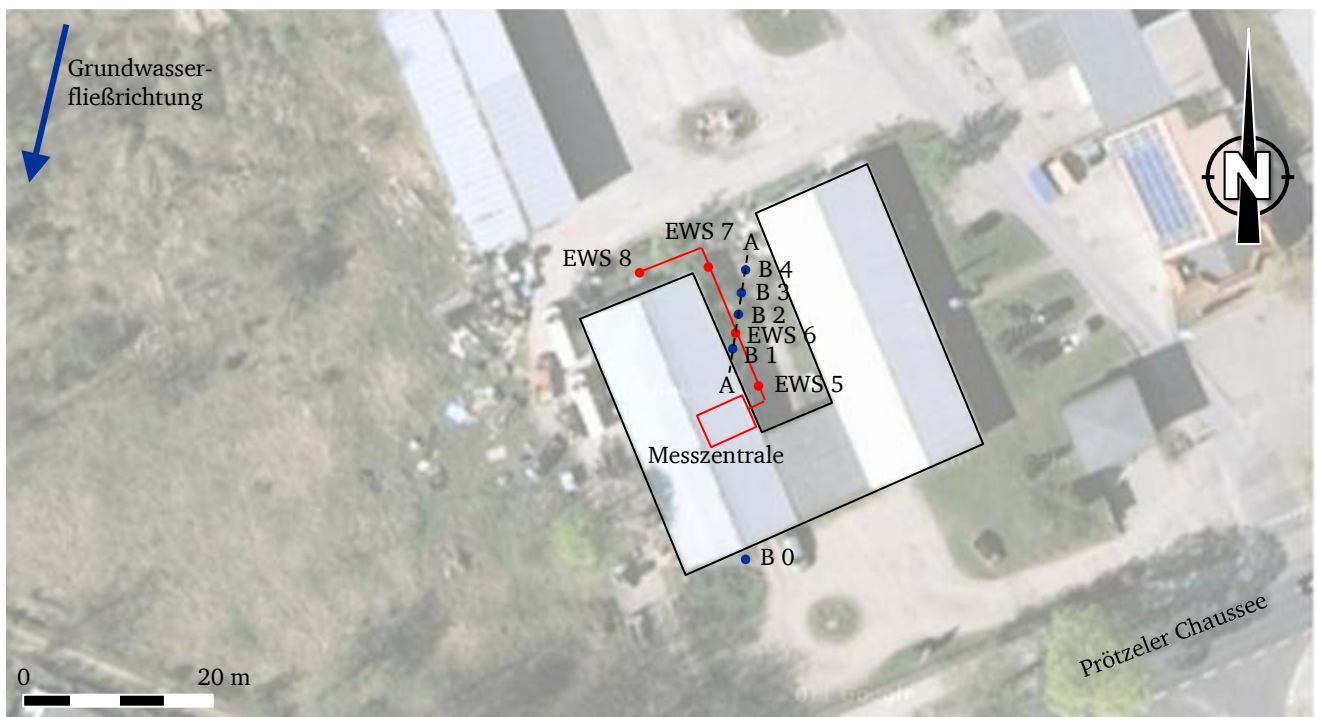


Abbildung 66: Übersicht des Projektstandortes Strausberg

In Voruntersuchungen wurde durch die Firma Phrealog an der Grundwassermessstelle B 0 im Mai 2011 eine Grundwasserfluss-Visualisierung (GFV 0) mit insgesamt fünf Durchflussmessungen in unterschiedlichen Tiefenpositionen der Filterstrecke durchgeführt (Abbildung 67). In den Untersuchungen wurden die Grundwasserfließgeschwindigkeit und die Grundwasserfließrichtung in-situ bestimmt. Dafür wurden in fünf Tiefenpositionen die Grundwasserfließgeschwindigkeit und die Grundwasserfließrichtung jeweils zwischen 60 Minuten und 100 Minuten erfasst. Als korrigierte Mittelwerte ergaben sich Filtergeschwindigkeiten von $0,06 \text{ m d}^{-1}$ bis $0,5 \text{ m d}^{-1}$. Die Variation der Filtergeschwindigkeiten über die Tiefe wird von wechselnden hydraulischen Wegsamkeiten bedingt. Der gewichtete Mittelwert der Filtergeschwindigkeiten liegt bei $0,27 \text{ m d}^{-1}$.



Abbildung 67: Grundwasserfluss-Visualisierung durch die Firma Phrealog

Die Grundwasserfließrichtungen streuen über die Messtiefe von West-Nordwest über Nord nach Ost. Insgesamt errechnet sich aus der Zusammenfassung aller gültigen Vektordaten für den Standort der Grundwassermessstelle B 0 eine auf Nord bis Nord-Nordost eingrenzende Hauptfließrichtung (15°). Diese ermittelte Grundwasserfließrichtung weicht ab von der überregionalen Grundwasserfließrichtung, die gemäß der hydrogeologischen Karte nach Süd-Südwest zeigt (Abbildung 64).

Die durchschnittliche Güte der Messungen innerhalb der fünf Messtiefen liegt bei 0,5. Die Gütebewertung erfolgt dabei durch die Wertung der Variation der pro Messtiefe ermittelten Grundwasserfließrichtung abgestuft als Tendenz (0,25 / 0,5 / 0,75) oder eindeutiges Ergebnis (1,0). Die geringen Güten und die sehr uneinheitlichen Fließrichtungen im Messtiefenprofil können auf lithologische Unterschiede und auf kleinräumig wechselnde Sedimentationsstrukturen zurückgeführt werden. Insbesondere bei geringen Filtergeschwindigkeiten treten bei heterogener Sedimentationsrichtung häufig wechselnde Fließrichtungen auf. Die im Verlauf einiger Messreihen erkennbar große Streubreite der ermittelten Messwerte deutet auf partiell instabile oder gestörte Grundwasserströmungen im Filterrohr hin. Zwar wurde mit abdichtenden Manschetten (Packern) eine direkte vertikale Durchströmung der Messstellen im unmittelbaren Messbereich unterbunden, es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass durch Dichte- oder Temperaturkonvektion verursachte, vertikale Fließbewegungen in der Kieshinterfüllung auftreten. Diese können einen störenden Einfluss auf die horizontale Grundwasserströmung innerhalb des Messabschnitts hervorrufen.

Aufgrund der geringen Güte der GFV 0 an der Grundwassermessstelle B 0 und den daraus resultierenden stark variierenden Grundwasserfließrichtungen, deren gewichteter Mittelwert zudem entgegen der erwarteten Grundwasserfließrichtung gerichtet ist, wurden die Ergebnisse der GFV 0 in der weiteren Planung nicht berücksichtigt. Entsprechend der erwarteten Grundwasserfließrichtung nach Süd-Südwest wurden im Juli 2011 durch die aQua-thermic GmbH im Projektstandort vier Bohrungen mit einem Durchmesser von 170 mm mit dem Bohrgerät GEO-SMART im Spülbohrverfahren abgeteuft und zu Grundwassermessstellen mit den Bezeichnungen B 1 bis B 4 ausgebaut (Abbildung 68).



Abbildung 68: Herstellung der Grundwassermessstellen B 1 – B 4

Die Grundwassermessstellen B 1 bis B 4 weisen Tiefen von 31,0 m (B 1) bis 37,0 m (B 4) auf. Die Rohrtouren sind als Voll- und Filterrohre DN 80 in PVC ausgeführt. Die Filterstrecke an der Basis der Grundwassermessstellen variiert zwischen 3,0 m (B 1 – B 3) und 6,0 m (B 4). Die Filterschlitzweite beträgt einheitlich 0,3 mm, während der Filterkies eine Körnung von 1 mm bis 2 mm aufweist. Die vier Grundwassermessstellen wurden in einer Linie um die Erdwärmesonde EWS 6 mit Abständen von 1,7 m bis 7,9 m zur EWS 6 abgeteuft und nach Fertigstellung geodätisch nach Lage und Höhe eingemessen (Abbildung 69).



Abbildung 69: Überblick über die ausgebauten Grundwassermessstellen B 1 – B 4

Die Geologie vor Ort wurde anhand der abgeteufte Bohrungen genauer erkundet. Gefolgt von einer geringmächtigen Schicht Mutterboden steht bis zu einer Tiefe von 6,0 m u GOK die entsprechend der geologischen Karte bezeichnete teilweise schluffige, teilweise schwach kiesige Sanddeckschicht aus ausgewaschenem Geschiebemergel an. Diese wurde als kalkfreier, lockerer Sand, Kies (SW, GE) angesprochen. Darunter folgt eine 15 m mächtige kalkhaltige, halbfeste Geschiebemergelschicht (TL). Dem Geschiebemergel folgt ein wasserführender, kalkfreier, braunkohlehaltiger, locker gelagerter Sand (SE) mit einer Mächtigkeit von 4,0 m. Dieser wird bis zur erbohrten Endteufe von 52 m u GOK von einem kalkfreien, locker gelagertem Kies, Sand (GW, SE) unterlagert, der in einer Tiefe von 46,2 m u GOK bis 47,5 m u GOK von einem geringmächtigen Band aus Geschiebemergel unterbrochen wird (Abbildung 70).

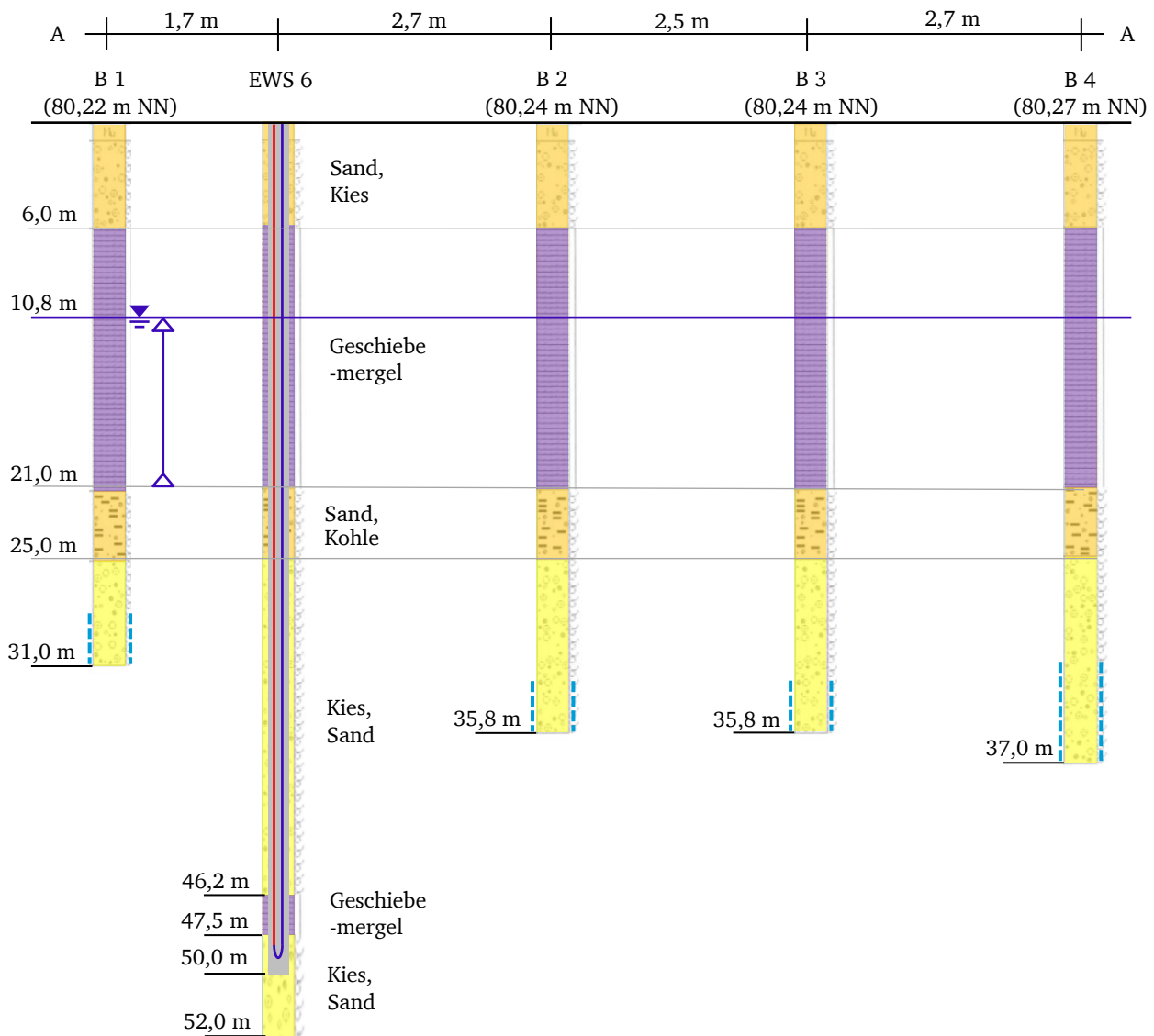


Abbildung 70: Geologischer Querschnitt A – A am Projektstandort Strausberg

Das Grundwasser wurde unterhalb der oberen Geschiebemergelschicht gespannt mit einer Energiehöhe von 10,8 m u GOK (69,4 m NN) angetroffen. Der natürliche hydraulische Gradient zwischen B 1 und B 2 wurde zu 0,007 bestimmt. Die entnommene Grundwasserprobe wurde durch die CAL GmbH & Co KG einer chemisch-analytischen Untersuchung unterzogen. Dabei ergaben sich neben geringen Mengen von Barium, Chrom, Nickel und Fluorid keinerlei Auffälligkeiten.

Die wasserführende Schicht befindet sich im Teufenbereich der EWS 6 zwischen 21,0 m u GOK und 46,2 m u GOK (Abbildung 70). Diese Strecke von 25,2 m entspricht 50,4 % der Länge der EWS 6. Dementsprechend sind 50,4 % der Länge der EWS 6 durch den natürlichen Grundwasserfluss beeinflusst. Die Filterstrecke der Grundwassermessstelle B 4 wurde mit 31 m u GOK bis 37 m u GOK in etwa der Mitte dieser beeinflussten Strecke platziert.

5.2.3. Versuchsdurchführung und -auswertung

Pumpversuche

Im Oktober und November 2011 wurden vor Ort zwei Langzeitpumpversuche (PV 1 und PV 2) durchgeführt. Die Dauer der Versuche betrug jeweils fünf Tage. Innerhalb der Versuchsdauer wurde eine Grundfos Unterwasserpumpe der Serie SQ in einer Tiefe von 19 m u GOK in die Grundwassermessstel-

le B 4 eingehängt und Grundwasser mit einer konstanten Förderrate von $3,4 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ (PV 1) bzw. $7,5 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ (PV 2) entzogen. Die Konstanz der Förderrate wurde anhand von regelmäßigen Ablesungen einer Wasseruhr überprüft. Es zeigten sich lediglich geringe Schwankungen von $\pm 2 \%$. Das entnommene Grundwasser wurde auf einer großräumigen Versickerungsfläche, etwa 70 m nord-westlich der Grundwassermessstelle B 4 der grundwasserführenden Schicht wieder zugeführt.

Während der Pumpversuche wurden die Grundwasserstände der Grundwassermessstellen B 1 – B 4 mit Hilfe eines Lichtlots gemessen. Infolge der Förderrate von $3,4 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ während des Pumpversuchs PV 1 zeigte sich eine rasche Absenkung der Energiehöhen des Grundwassers in den Grundwassermessstellen B 1 – B 4 (Abbildung 71). Ausgehend von einem Wert von etwa 10,8 m u GOK verringerten sich die gemessenen Energiehöhen auf Werte zwischen 11,1 m u GOK (B 1) und 12,2 m u GOK (B 4). Erwartungsgemäß konnte die größte Absenkung der Energiehöhe im Förderbrunnen B 4 festgestellt werden, während mit zunehmendem Abstand zum Förderbrunnen die Absenkungen abnahmen. Ein stationärer Zustand stellte sich etwa acht Stunden nach Beginn des Pumpversuchs ein. Das schnelle Erreichen des stationären Zustandes ist dadurch zu begründen, dass bei einem gespannten Grundwasser lediglich die Energiehöhe des Grundwassers entspannt wird. Innerhalb des stationären Zustandes wurden der GRT 2 / EGRT 2 an Erdwärmesonde EWS 6 und die GFV 2 an B 2 durchgeführt.

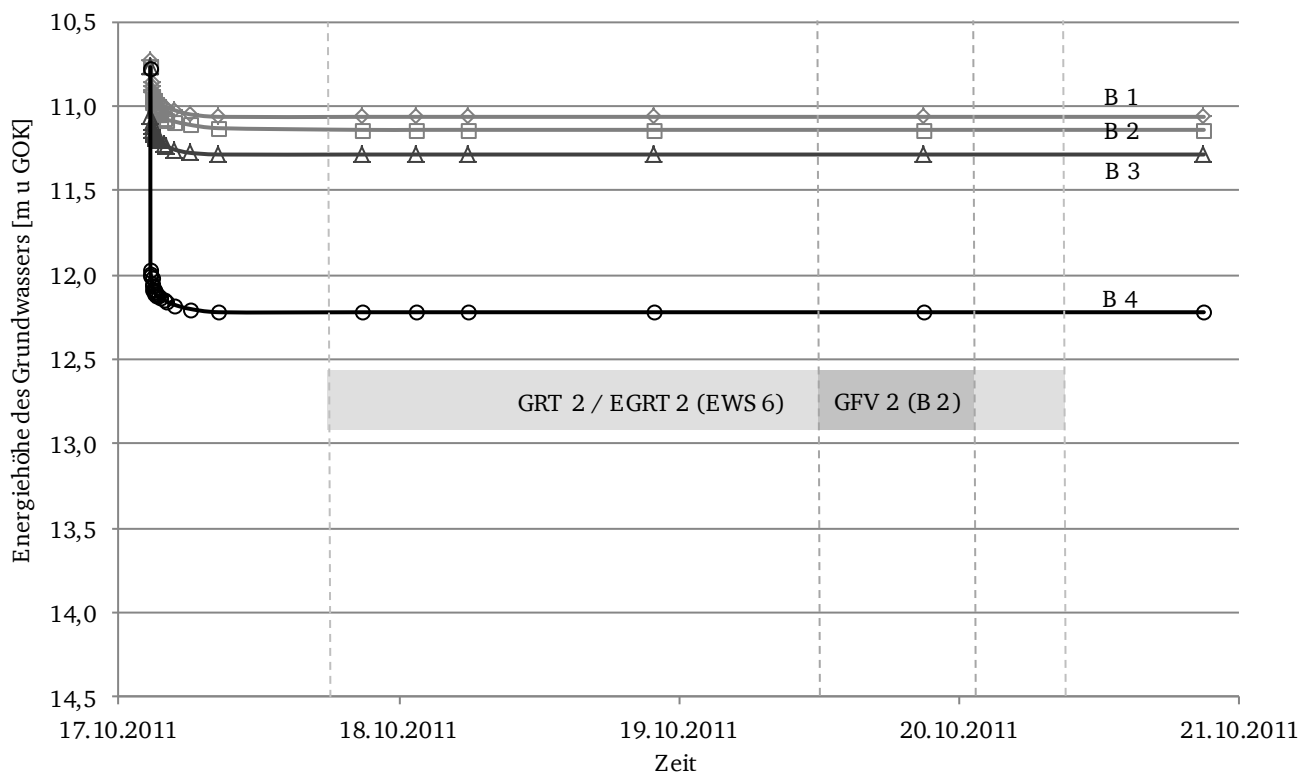


Abbildung 71: Absenkung der Energiehöhe des Grundwassers in B 1 – B 4 während PV 1

Im Zuge der höheren Förderrate von $7,5 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ während des Pumpversuchs PV 2 senkten sich die Energiehöhen innerhalb der vier Grundwassermessstellen B 1 – B 4 von einem Ausgangswert von 10,9 m u GOK auf Werte zwischen 11,7 m u GOK (B 1) und 14,0 m u GOK (B 4) ab. Etwa 12 Stunden nach Beginn des Pumpversuchs PV 2 kam es durch einen Stromausfall zu einem kurzzeitigen Ausfall der Förderpumpe. Dies zeigt sich in (Abbildung 72) durch einen kurzen Wiederanstieg der Energiehöhen des Grundwassers in allen vier Grundwassermessstellen. Rund 24 Stunden nach Beginn des Pumpversuchs PV 2 stellte sich ein quasistationärer Zustand ein, nach welchem die Zunahme der Absenkung der vier Messstellen auf einen Wert kleiner 2 cm d^{-1} sank. Ein stationärer Zustand wurde innerhalb der Versuchsdauer von fünf Tagen nicht erreicht.

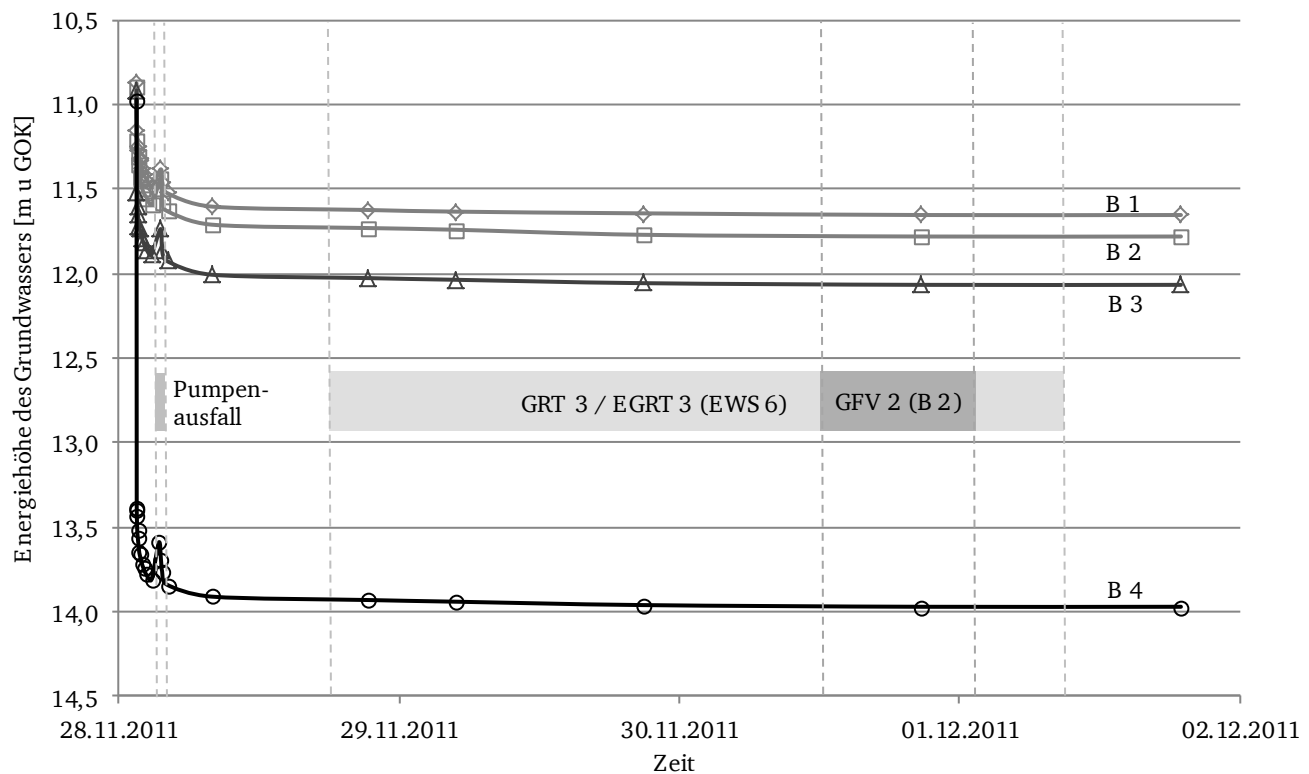


Abbildung 72: Absenkung der Energiehöhe des Grundwassers in B 1 – B 4 während PV 2

Die Energiehöhe des Grundwassers sank im Zuge der Pumpversuche innerhalb der vier Grundwassermessstellen nicht unter die Basis des Geschiebemergels. Das Grundwasser war auch während der Pumpversuche gespannt. Somit kann von einem horizontalen Grundwasserfluss innerhalb der wasserführenden Schicht zwischen 21,0 m u GOK und 46,2 m u GOK in Richtung des Förderbrunnens ausgegangen werden. 50,4 % der Länge der Erdwärmesonde EWS 6 sind durch den künstlich erhöhten Grundwasserfluss beeinflusst (Abbildung 73).

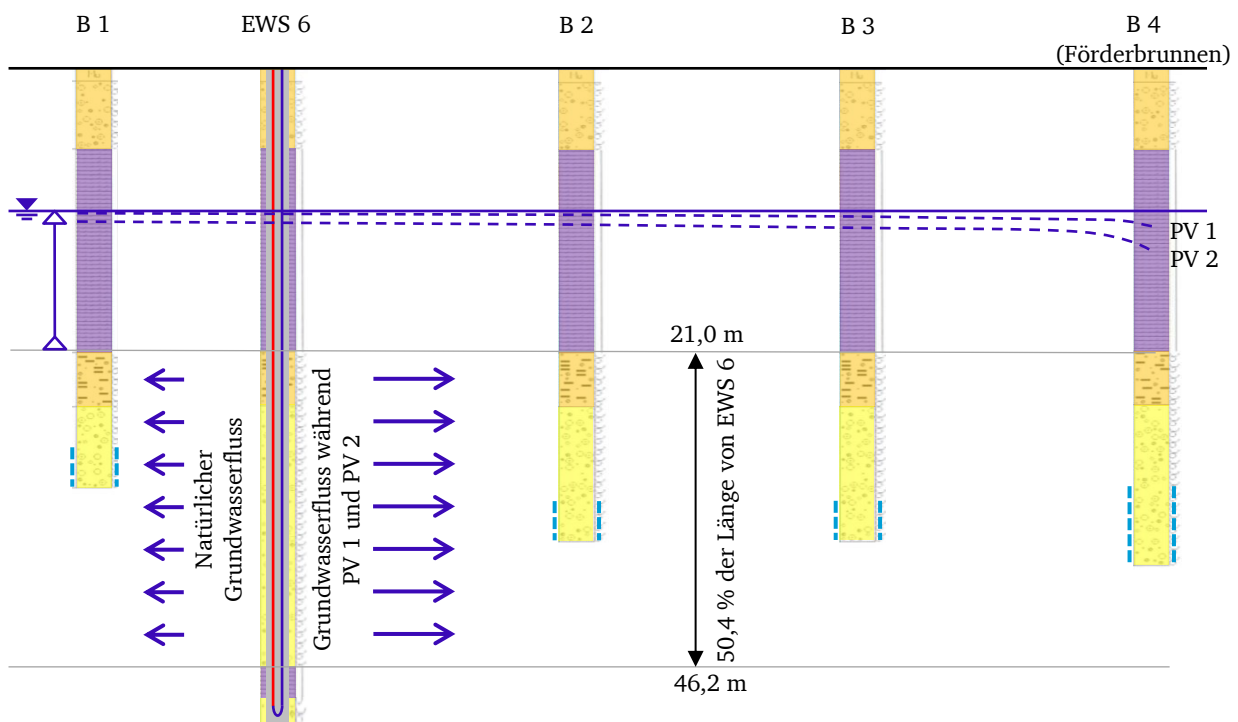


Abbildung 73: Schematische Darstellung des natürlichen und erhöhten Grundwasserflusses

Innerhalb der (quasi-) stationären Phase der Pumpversuche PV 1 und PV 2 wurde anhand der gemessenen Energiehöhen des gespannten Grundwassers der hydraulische Gradient zwischen B 1 und B 2 zu 0,017 (Pumpversuch PV 1) und zu 0,029 (Pumpversuch PV 2) ermittelt. Die Durchlässigkeit der wasserführenden Schicht wurde sowohl in der instationären Phase nach [Cooper & Jacob 1946] als auch im stationären Zustand bestimmt. Die Ergebnisse variieren je nach verschiedenen Auswertemethoden und der Förderrate zwischen $2,5 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ und $1,0 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$.

Grundwasserfluss-Visualisierung (GFV)

Von Oktober 2011 bis Dezember 2011 wurden drei Grundwasserfluss-Visualisierungen an der Grundwassermessstelle B 2 durchgeführt. Ziel der Untersuchungen war es, die über die Filterstrecke tiefenbezogene Grundwasserfließgeschwindigkeit und -richtung unter natürlichen sowie künstlich veränderten Bedingungen während der Pumpversuche in unmittelbarer Umgebung der Erdwärmesonde EWS 6 zu ermitteln. Hierfür wurde eine Grundwasserfluss-Visualisierung unter natürlicher Grundwasserfließgeschwindigkeit (GFV 1) durchgeführt, während jeweils eine weitere GFV in der (quasi-) stationären Phase des Pumpversuchs PV 1 (GFV 2) und des Pumpversuchs PV 2 (GFV 3) unter künstlich erhöhter Grundwasserfließgeschwindigkeit durchgeführt wurden.

GFV 1 diente zur Ermittlung der Grundwasserfließgeschwindigkeit und -richtung unter natürlichen Bedingungen. Hierfür wurden Messungen in fünf Tiefenpositionen innerhalb der Filterstrecke zwischen 34,0 m u GOK und 35,8 m u GOK über insgesamt 21 Stunden durchgeführt. Die ermittelten Filtergeschwindigkeiten liegen zwischen $0,09 \text{ m d}^{-1}$ und $0,51 \text{ m d}^{-1}$ mit einem gewichteten Mittelwert von $0,28 \text{ m d}^{-1}$ und sind somit in derselben Größenordnung wie die Ergebnisse der GFV 0 an B 0. Die Grundwasserfließrichtungen variieren über die Messtiefe zwischen Südwest, Süd und Südost und liegen erwartungsgemäß im gewichteten Mittel bei Süden (175°).

GFV 2 diente zur Ermittlung der künstlich beeinflussten Grundwasserfließgeschwindigkeit und -richtung während des Pumpversuchs PV 1. Hierfür wurden in neun Tiefenpositionen innerhalb der Filterstrecke Messungen über insgesamt 6 Stunden durchgeführt. Die ermittelten Filtergeschwindigkeiten variieren zwischen $0,15 \text{ m d}^{-1}$ und $1,75 \text{ m d}^{-1}$ mit einem gewichteten Mittelwert von $0,60 \text{ m d}^{-1}$. Die Hauptfließrichtung ergab sich über die gewichteten Vektordaten zu Nordost (32°) mit Variationen zwischen Nord-Nordwest und Ost. Diese ermittelte durchschnittliche Hauptfließrichtung entspricht der erwarteten Fließrichtung in Richtung des Förderbrunnens. Die Güte aller Messreihen liegt im Durchschnitt bei 0,7.

GFV 3 ermittelte die künstlich beeinflusste Grundwasserfließgeschwindigkeit und -richtung während des Pumpversuchs PV 2. Hierfür wurden in neun Tiefenpositionen innerhalb der Filterstrecke zwischen 34,0 m u GOK und 35,8 m u GOK Messungen über insgesamt 7 Stunden durchgeführt. Die ermittelten Filtergeschwindigkeiten liegen zwischen $0,24 \text{ m d}^{-1}$ und $3,09 \text{ m d}^{-1}$ mit einem gewichteten Mittelwert von $1,06 \text{ m d}^{-1}$. Die Fließrichtungen variieren über die Messtiefe vorrangig zwischen West, Nordwest, Nord, Nordost und Ost und liegen im gewichteten Mittel bei Nord (349°). Diese ermittelte durchschnittliche Hauptfließrichtung entspricht der erwarteten Fließrichtung in Richtung des Förderbrunnens.

Die ermittelten Grundwasserfließrichtungen der GFV 1, GFV 2 und GFV 3 sind in sich schlüssig. Die bestimmten Hauptfließrichtungen stimmen mit den erwarteten Fließrichtungen nach der hydrogeologischen Karte, bzw. dem Standort des Förderbrunnens überein. Sowohl in GFV 2 als auch GFV 3 sind die Grundwasserfließrichtungen mehrerer Tiefenprofile gegenüber der natürlichen Grundwasserfließrichtung (GFV 1) um annähernd 180° gedreht und deuten in Richtung des Förderbrunnens (Abbildung 74). In GFV 3 und sehr ausgeprägt in GFV 2 sind neben diesen beeinflussten Grundwasserfließrichtungen auch Tiefenprofile, deren Grundwasserfließrichtung unbeeinflusst von der Grundwasserentnahme entsprechend GFV 1 nach Süd-Westen deuten. Dies verdeutlicht, dass die Fließrichtung durch die Pumpversuche nicht über die gesamte Aquifermächtigkeit beeinflusst wird. Vielmehr bilden sich bevorzugte Wasserwegsamkeiten innerhalb der wasserführenden Schicht aus.

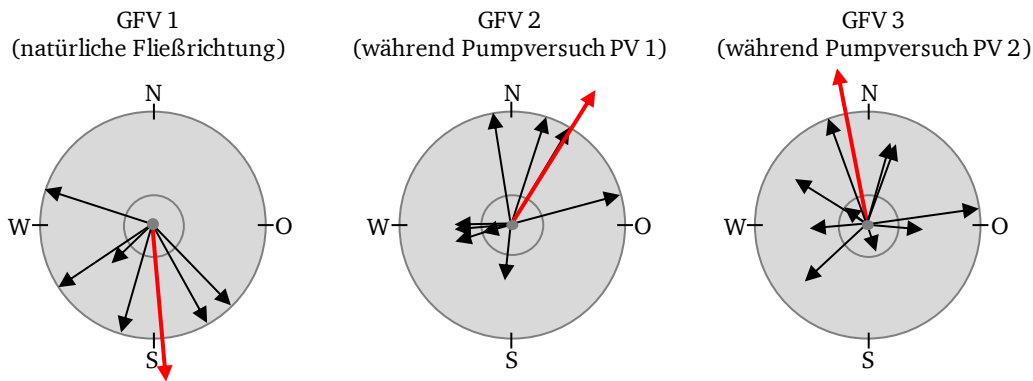


Abbildung 74: Ermittelte Grundwasserfließrichtungen an B 2 aus GFV 1, GFV 2 und GFV 3

Während die in GFV 1 bestimmten Filtergeschwindigkeiten über den Messtiefenbereich kaum variieren, zeigen sich bei den Filtergeschwindigkeitsprofilen über die Tiefe der GFV 2 und der GFV 3 Geschwindigkeitsmaxima in Tiefenbereichen von 34 m u GOK, 34,5 m u GOK und 35,65 m u GOK. Diese Geschwindigkeitsmaxima sind auf bevorzugte Wasserwegsamkeiten innerhalb der wasserführenden Schicht zurückzuführen. Die Filtergeschwindigkeitsprofile der GFV 2 und der GFV 3 zeigen qualitativ den gleichen Verlauf über die Filterstrecke (Abbildung 75). Die Zunahmen der mittleren Filtergeschwindigkeiten aus GFV 2 und GFV 3 gegenüber GFV 1 stimmen mit den ermittelten Zunahmen der hydraulischen Gradienten in PV 1 und PV 2 gegenüber dem natürlichen Gradienten überein.

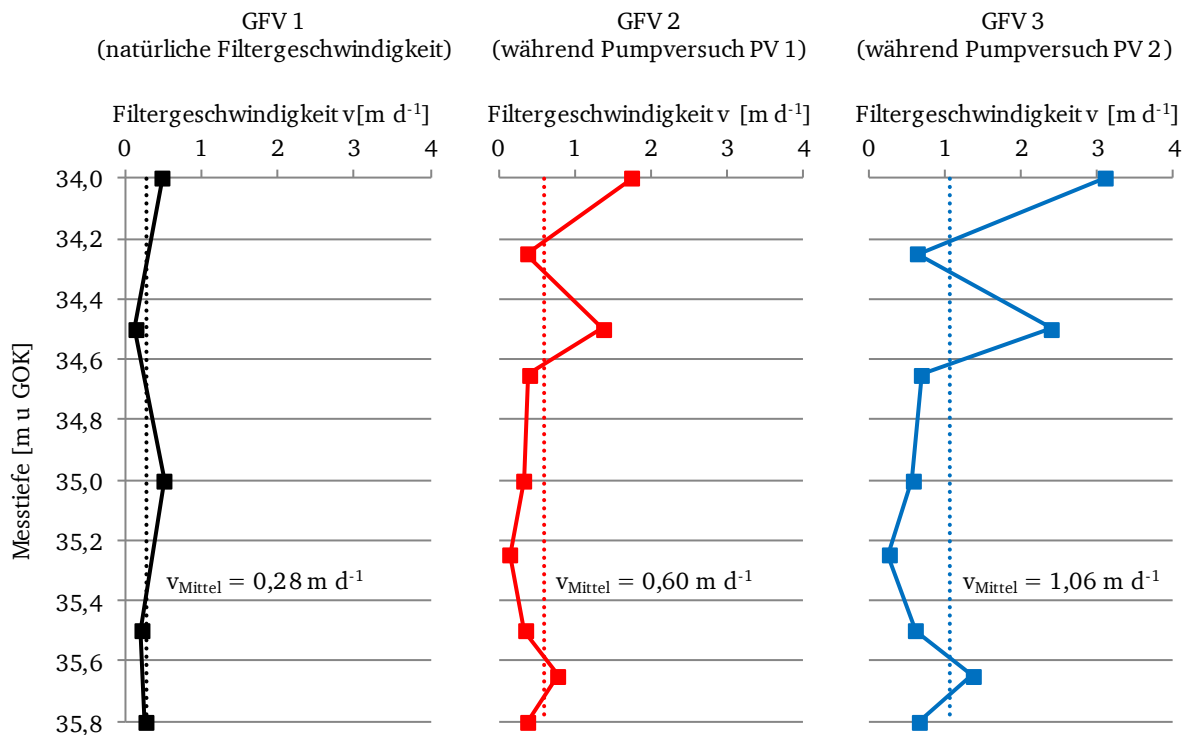


Abbildung 75: Ermittelte Grundwasserfließgeschwindigkeiten an B 2 aus GFV 1, GFV 2 und GFV 3

Mit den Grundwasserfluss-Visualisierungen GFV 2 und GFV 3 wurden die im Zuge der Pumpversuche PV 1 und PV 2 erhöhten Grundwasserfließgeschwindigkeiten an der Grundwassermessstelle B 2 ermittelt. Um von den an der Grundwassermessstelle B 2 gemessenen Grundwasserfließgeschwindigkeiten auf die an der Erdwärmesonde EWS 6 vorliegenden Grundwasserfließgeschwindigkeiten zu schließen, mussten zunächst die folgenden Umrechnungen vorgenommen werden. Die Grundwasserfließgeschwindigkeiten innerhalb der Reichweite des Förderbrunnen B 4 nehmen mit zunehmendem Abstand

zum Förderbrunnen im Verhältnis der durchströmten Mantelfläche ab. Um aus den an der Grundwassermessstelle B 2 bestimmten Grundwasserfließgeschwindigkeiten die an der Erdwärmesonde EWS 6 vorliegenden Grundwasserfließgeschwindigkeiten zu bestimmen, wurden die in GFV 2 und GFV 3 ermittelten mittleren Filtergeschwindigkeiten mit dem Verhältnis der Abstände zwischen B 2 und B 4 (5,2 m) zu EWS 6 und B 4 (7,9 m) abgemindert. Die an der Erdwärmesonde EWS 6 vorliegenden mittleren Filtergeschwindigkeiten betragen demnach $0,39 \text{ m d}^{-1}$ während PV 1 und $0,7 \text{ m d}^{-1}$ während PV 2.

Geothermal Response Tests (GRT) und Enhanced Geothermal Response Tests (EGRT)

An der Erdwärmesonde EWS 6 wurden drei Geothermal Response Tests (GRT) in Kombination mit Enhanced Geothermal Response Tests (EGRT) von Juli 2011 bis November 2011 durchgeführt. Die Heizleistung wurde dabei mit Hilfe der GRT Einheit auf das Wärmeträgerfluid von EWS 6 eingebracht und die zeitliche Entwicklung der Temperatur am Sonderein- und Sondernaustritt gemessen. Zeitgleich wurde mit Hilfe der EGRT Einheit die Temperaturentwicklung über die Tiefe der EWS 6 mittels faseroptischer Temperaturmessung bestimmt. Der Vorteil einer Kombination aus GRT und EGRT besteht darin, dass die Wärmeleitfähigkeit eines geothermischen Systems mit zwei unabhängigen, unterschiedlichen Messsystemen bestimmt und verglichen werden kann.

Ziel der geothermischen Feldversuche war es, die (tiefenbezogene) Zunahme der Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit zu ermitteln. Daher wurden GRT 1 und EGRT 1 bei natürlicher Grundwasserfließgeschwindigkeit durchgeführt. GRT 2 und EGRT 2 wurden im stationären Bereich des Pumpversuchs PV 1 und GRT 3 und EGRT 3 im quasistationären Zustand des Pumpversuchs PV 2 unter künstlich erhöhter Grundwasserfließgeschwindigkeit ausgeführt. Durch die zeitgleiche Erfassung der tiefenbezogenen Grundwasserfließgeschwindigkeit mittels Grundwasserfluss-Visualisierung konnte der Zusammenhang zwischen tiefenbezogenen Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit und der Grundwasserfließgeschwindigkeit untersucht werden.

Geothermal Response Tests

Die Geothermal Response Tests wurden an EWS 6 durchgeführt. Dabei konnten aus bautechnischen Gründen nicht beide U-Stränge der Doppel-U Sonde EWS 6 verwendet werden. Ein U-Strang wurde für die geothermischen Feldversuche abgeriegelt und die Doppel-U Sonde als Einfach-U Sonde verwendet. Auf das zirkulierende Wärmeträgerfluid des gewählten U-Strangs der Erdwärmesonde wurde eine thermische Last für eine Dauer von mindestens 62 Stunden eingebracht. Die Temperatur im Fluidvor- und Fluidrücklauf sowie der Volumenstrom des zirkulierenden Wärmeträgerfluids wurden minütlich gemessen und aufgezeichnet. Die auf die Erdwärmesonde eingebrachte Heizleistung wurde anschließend aus der Temperaturpreizung zwischen Fluidvor- und Fluidrücklauf, dem Volumenstrom und der volumetrischen Wärmekapazität des Wärmeträgerfluids ermittelt.

GRT 1 wurde im Juli 2011 zur Ermittlung der effektiven Wärmeleitfähigkeit als integraler Wert über die gesamte Tiefe der Erdwärmesonde EWS 6 unter natürlichen Grundwasserfließbedingungen durchgeführt. Hierfür wurde eine GRT Einheit der Firma Geotechnisches Umweltbüro Lehr verwendet. Diese Messeinheit wird nachfolgend als Messeinheit 1 bezeichnet. Der Volumenstrom des zirkulierenden Wärmeträgerfluids wies eine Bandbreite von $0,90 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ bis $0,98 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ mit einem Mittelwert von $0,97 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ auf. Die eingebrachte Heizleistung variierte in Abhängigkeit der Außentemperatur und Netzspannungsschwankungen zwischen 2.375 W und 2.837 W vergleichsweise gering mit einem Mittelwert von 2.618 W (Abbildung 76). Durchschnittlich wurden $52,3 \text{ W m}^{-1}$ auf die Erdwärmesonde eingebracht.

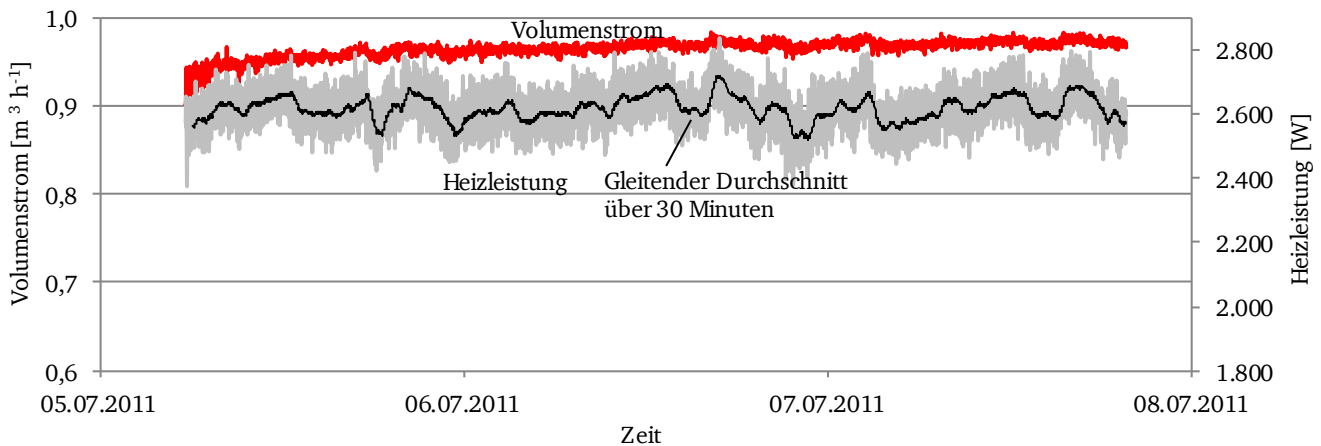


Abbildung 76: Volumenstrom und Heizleistung während GRT 1

Infolge der thermischen Last erhöhte sich die Vorlauftemperatur von einem Ausgangswert von etwa 14°C auf 26,5°C nach 62 Stunden (Abbildung 77). Die Rücklauftemperatur verläuft parallel hierzu mit einer Temperatursteigerung von etwa 2,3 K. Die relativ geringen Schwankungen der Heizleistung übertragen sich nicht auf die Temperaturentwicklung.

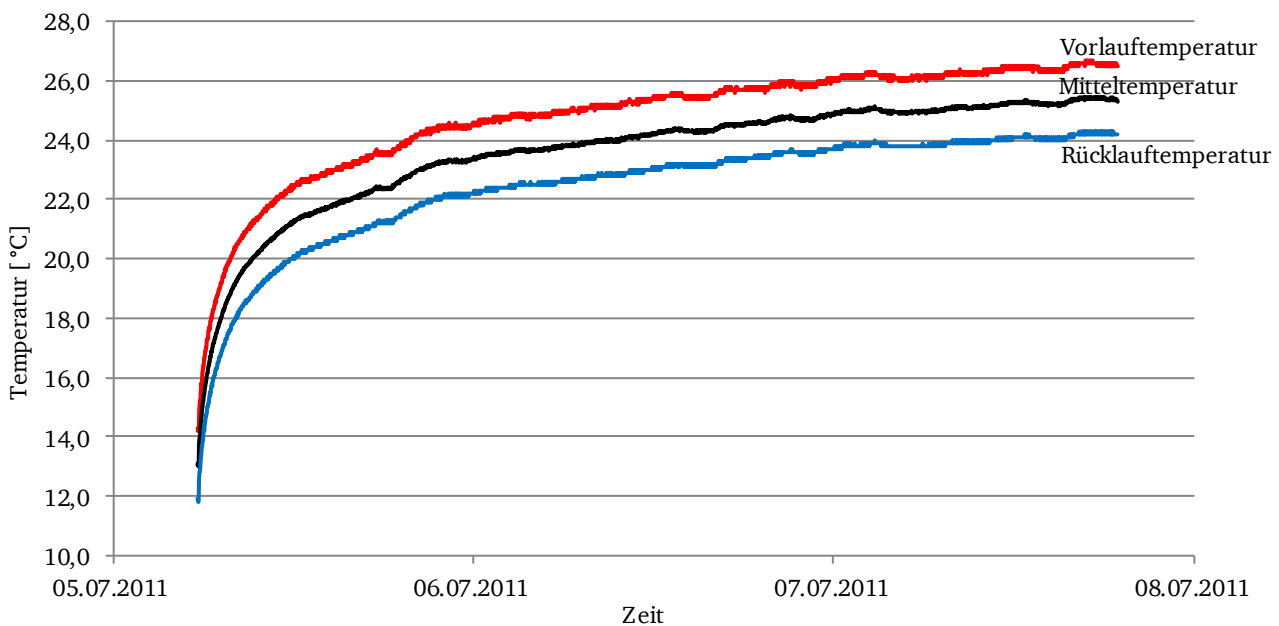


Abbildung 77: Temperaturentwicklung während GRT 1

Aus dem gemessenen Temperaturverlauf der Fluidmitteltemperatur wurde die effektive Wärmeleitfähigkeit als integraler Wert über die Tiefe mit Hilfe der Kelvinschen Linienquellentheorie unter Berücksichtigung des Mindestzeitkriteriums bestimmt. Hierbei wurde für die Fluidmitteltemperatur bei halblogarithmischer Skalierung eine Regressionsgerade bestimmt. Diese weist ein Bestimmtheitsmaß von 0,99 auf. Über die Steigung der Regressionsgeraden und den Mittelwert der eingebrachten thermischen Last wurde die effektive Wärmeleitfähigkeit nach (2.54) zu $2,12 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bestimmt.

GRT 2 wurde im Oktober 2011 zur Ermittlung der effektiven Wärmeleitfähigkeit der Erdwärmesonde EWS 6 als integraler Wert über die gesamte Tiefe unter der künstlich erhöhten Grundwasserfließgeschwindigkeit während Pumpversuch PV 1 durchgeführt. Hierfür wurde die GRT Einheit Hamm und Theußner 08/01 verwendet, die mit moderner Messtechnik des Geotechnischen Umweltbüros Lehr optimiert wurde. Die Messeinheit wird nachfolgend als Messeinheit 2 bezeichnet. Die in Messeinheit 2

verwendete Messtechnik entspricht der in Messeinheit 1, jedoch unterscheiden sich die Umwälzpumpe und die verwendeten Heizregister.

Es zeigte sich, dass sowohl der Volumenstrom als auch die eingebrachte Heizleistung in GRT 2 kleiner sind als in GRT 1. Der Volumenstrom des zirkulierenden Wärmeträgerfluids variierte zwischen $0,67 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ und $0,73 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ mit einem Mittelwert von $0,71 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Die eingebrachte Heizleistung wies eine Bandbreite von 2.084 W bis 2.516 W auf (Abbildung 78). Es ist eine geringe tageszeitliche Abhängigkeit der Heizleistung zu erkennen. Mit einem Mittelwert von 2.302 W wurden durchschnittlich $46,0 \text{ W m}^{-1}$ auf die Erdwärmesonde eingebracht.

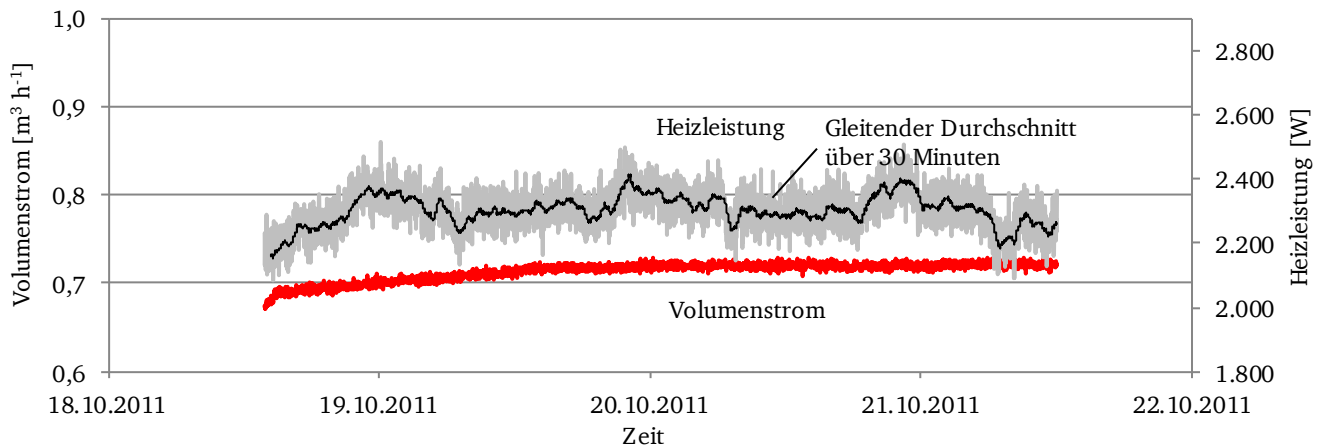


Abbildung 78: Volumenstrom und Heizleistung während GRT 2

Infolge der thermischen Last erhöhte sich die Vorlauftemperatur von einem Ausgangswert von etwa $14,0^\circ\text{C}$ nach 70 Stunden von $25,2^\circ\text{C}$ (Abbildung 79). Die Rücklauftemperatur verläuft hierzu parallel mit einer Temperatursteigerung von etwa 2,6 K. Die gegenüber GRT 1 ermittelte kleinere Temperatur nach 70 Stunden und größere Temperatursteigerung lässt sich mit der erhöhten Grundwasserfließgeschwindigkeit begründen, die zu einer größeren Abkühlung der Erdwärmesonde führte.

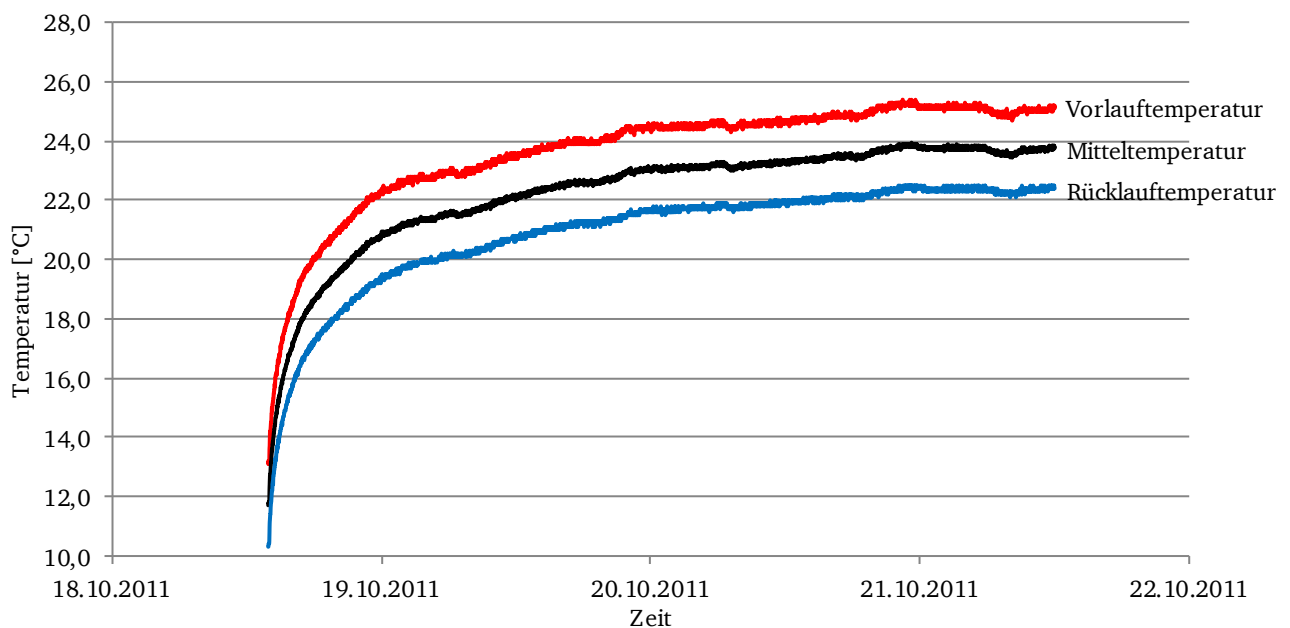


Abbildung 79: Temperaturentwicklung während GRT 2

Aus dem gemessenen Temperaturverlauf der Fluidmitteltemperatur wurde die effektive Wärmeleitfähigkeit als integraler Wert über die Tiefe mit Hilfe der Kelvinschen Linienquellentheorie unter Berücksichtigung des Mindestzeitkriteriums bestimmt. Es zeigte sich eine effektive Wärmeleitfähigkeit von $2,27 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Somit konnte in GRT 2 gegenüber GRT 1 eine Erhöhung der effektiven Wärmeleitfähigkeit infolge der erhöhten Grundwasserfließgeschwindigkeit von rund 7,1 % festgestellt werden.

GRT 3 wurde im November 2011 zur Ermittlung der effektiven Wärmeleitfähigkeit der Erdwärmesonde EWS 6 als integraler Wert über die gesamte Tiefe unter der künstlich erhöhten Grundwasserfließgeschwindigkeit während Pumpversuch PV 2 durchgeführt. Hierfür wurde die Messeinheit 2 verwendet. Der Volumenstrom des Wärmeträgerfluids variierte zwischen $0,64 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ und $0,69 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ mit einem Mittelwert von $0,67 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Diese Werte liegen in derselben Größenordnung der Werte des GRT 2, was durch die Verwendung derselben Messeinheit begründet werden kann. Die eingebrachte Heizleistung variierte in Abhängigkeit der Außentemperatur und der Netzspannungsschwankung zwischen 1.853 W und 2.273 W mit einem Mittelwert von 2.075 W (Abbildung 80). Durchschnittlich wurden $41,5 \text{ W m}^{-1}$ auf die Erdwärmesonde eingebracht. Die Abweichung der eingebrachten Heizleistung zwischen GRT 2 und GRT 3 von rund 10 % erklärt sich durch die geringeren Außentemperaturen. Durch die geringeren Außentemperaturen gibt das erwärmte Wärmeträgerfluid bis zum Eintritt in die Erdwärmesonde mehr Energie an die Umgebung ab. Es ist eine ausgeprägte tageszeitliche Abhängigkeit der Heizleistungsschwankungen zu erkennen. Diese Schwankungen übertragen sich auch deutlich auf die zeitliche Entwicklung der Temperaturzunahme (Abbildung 81).

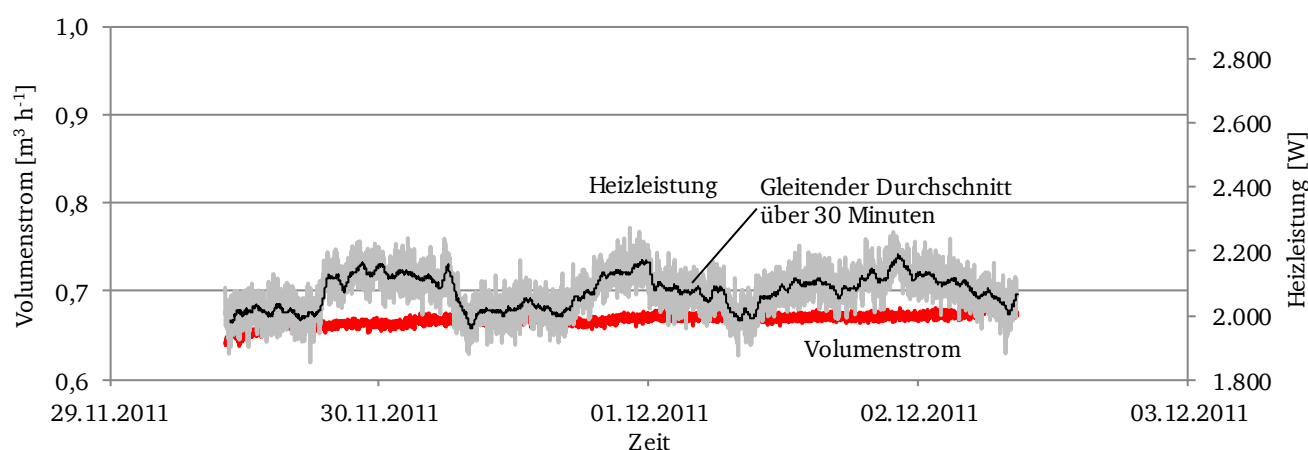


Abbildung 80: Volumenstrom und Heizleistung während GRT 3

Infolge der thermischen Last erhöhte sich die Vorlauftemperatur von einem Ausgangswert von etwa $12,5^\circ\text{C}$ auf $23,5^\circ\text{C}$ nach 70 Stunden. Die Rücklauftemperatur verläuft parallel hierzu mit einer Temperatursteigerung von etwa 2,7 K. Die gegenüber GRT 1 und GRT 2 ermittelte kleinere Temperatur nach 70 Stunden und größere Temperatursteigerung lässt sich mit der erhöhten Grundwasserfließgeschwindigkeit begründen, die zu einer größeren Abkühlung der Erdwärmesonde führt.

Aus dem gemessenen Temperaturverlauf der Fluidmitteltemperatur wurde die effektive Wärmeleitfähigkeit als integraler Wert über die Tiefe mit Hilfe der Kelvinschen Linienquellentheorie unter Berücksichtigung des Mindestzeitkriteriums zu $2,30 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bestimmt. Somit konnte in GRT 3 gegenüber GRT 1 eine Erhöhung der effektiven Wärmeleitfähigkeit infolge der erhöhten Grundwasserfließgeschwindigkeit von rund 8,5 % festgestellt werden. Trotz der höheren Grundwasserfließgeschwindigkeit während GRT 3 gegenüber GRT 2 zeigte sich lediglich ein geringer Unterschied in den ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeiten beider Feldversuche. Bei der Ermittlung der effektiven Wärmeleitfähigkeit in GRT 3 wies jedoch die Regressionsgerade im halblogarithmischen Diagramm ein vergleichsweise geringes Bestimmtheitsmaß von 0,96 auf. Dieses geringe Bestimmtheitsmaß ist auf die tageszeitabhängige Schwankung der Fluidmitteltemperatur zurückzuführen. Die ermittelte effektive Wärmeleitfähigkeit in GRT 3 scheint daher fehlerbehaftet zu sein.

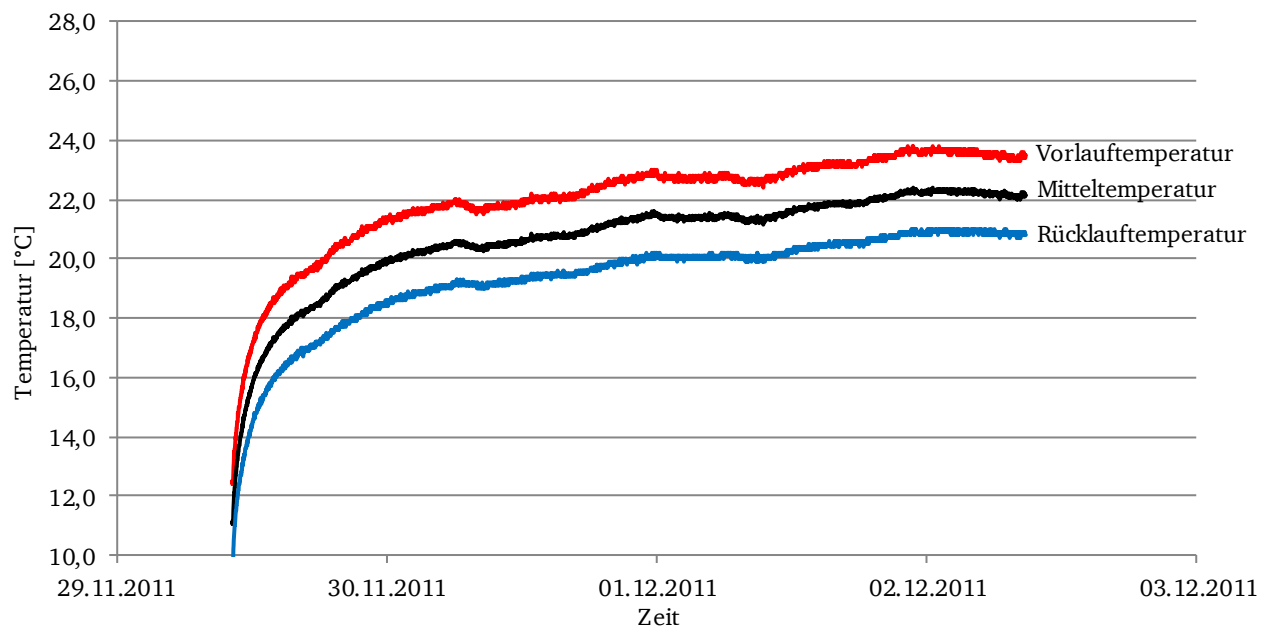


Abbildung 81: Temperaturentwicklung während GRT 3

Nachfolgend ist die zeitliche Entwicklung der Fluidmitteltemperatur von GRT 1, GRT 2 und GRT 3 jeweils ab dem Beginn der Aufbringung der thermischen Last vergleichend dargestellt (Abbildung 82). Bei GRT 2 und GRT 3 ist eine geringere Steigung der Fluidmitteltemperatur und eine dementsprechend kleinere Temperatur gegen Ende der Feldversuche zu erkennen. GRT 3 zeigt im Vergleich zu GRT 1 und GRT 2 eine deutliche tageszeitliche Schwankung der Fluidmitteltemperatur.

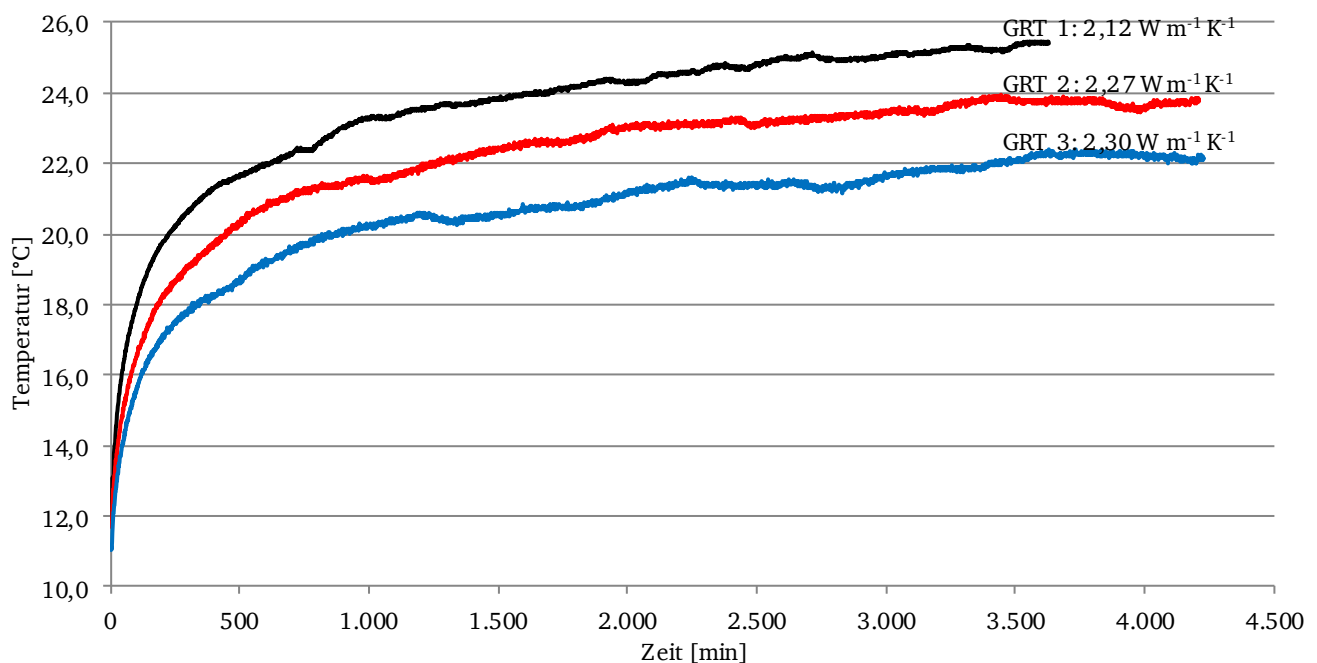


Abbildung 82: Zeitliche Entwicklung der Fluidmitteltemperatur während GRT 1, GRT 2 und GRT 3

Enhanced Geothermal Response Tests

Zeitgleich zu den drei Geothermal Response Tests wurden an der Erdwärmesonde EWS 6 drei Enhanced Geothermal Response Tests (EGRT 1, EGRT 2 und EGRT 3) durchgeführt. Als Messeinheit wurde das GeoDTS N4386 A der AP Sensing GmbH verwendet. Die Messeinheit wurde in der geothermischen

Messzentrale innerhalb des Bürogebäudes der aQua-thermic GmbH untergebracht und an das dort zusammengeführte Glasfaserkabel im Kreislauf 1 angeschlossen.

Mit Hilfe der faseroptischen Temperaturmessung wurden die relativen Temperaturen entlang des Glasfaserkabels des Kreislauf 1 innerhalb von Messbereichen mit einer Länge von jeweils 1,5 m über ein Zeitintervall von jeweils 4 Minuten erfasst und als gewichtete Mittelwerte in Abständen von 0,5 m entlang des Glasfaserkabels ermittelt. Über ein Pt 100 Widerstandsthermometer wurde die Temperatur in einer gewählten Tiefe als Referenzwert ermittelt und damit die Absoluttemperaturen entlang der Glasfaser bestimmt. Dabei empfiehlt es sich, den Pt 100 in unmittelbarer Nähe zur Glasfaser in einer Tiefe mit vernachlässigbarem Einfluss der Außentemperaturen zu installieren. Aus bautechnischen wurde der Pt 100 in der benachbarten Grundwassermessstelle B 1 in 12 m u GOK installiert. In dieser Tiefe sind außenluftbedingte Temperaturschwankungen weitgehend ausgeschlossen, jedoch kann es aufgrund des innerhalb der Grundwassermessstelle zirkulierenden Grundwassers zur Beeinflussung der Temperatur kommen.

Über die Messdauer von mindestens 60 Stunden wurden pro Versuch über 570.000 Temperaturdaten gespeichert. Im Zuge der Auswertung der EGRTs an der Erdwärmesonde EWS 6 wurden die erfassten Temperaturdaten im Bereich zwischen 25,5 m und 125,5 m entnommen, gefaltet und gemittelt. Über die tiefenbezogene Temperaturentwicklung wurde mit Hilfe der Kelvinschen Linienquellentheorie die tiefenbezogene effektive Wärmeleitfähigkeit der EWS 6 bestimmt.

Durch EGRT 1 wurde die effektive Wärmeleitfähigkeit über die Tiefe der Erdwärmesonde EWS 6 bei Aufbringung der thermischen Last durch GRT 1 unter natürlichen Grundwasserfließgeschwindigkeiten ermittelt.

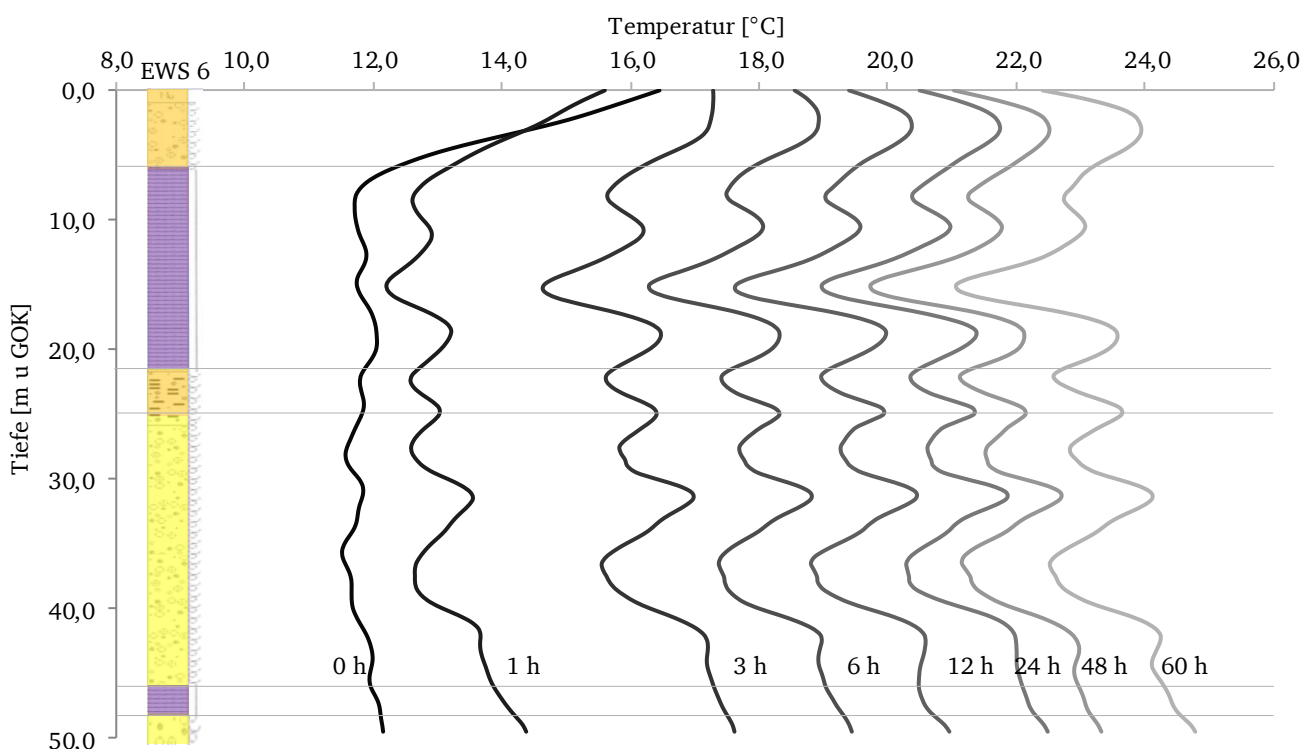


Abbildung 83: Temperaturtiefenprofile zu ausgewählten Zeitpunkten im EGRT 1

Von einer Ausgangstemperatur von durchschnittlich 12,2°C zu Beginn der Aufbringung der thermischen Last steigt die gemessene tiefenbezogene Temperatur auf einen Durchschnittswert von 23,3°C nach 60 Stunden an (Abbildung 83). Die über die Tiefe gemittelten Temperaturen des EGRT 1 liegen zu jedem Zeitpunkt etwa 2 K unter den Temperaturen, die durch den GRT 1 erfasst wurden. Die Diffe-

renz der ermittelten Temperaturen kann auf systembedingte Unterschiede der Temperaturerfassung zwischen GRT und EGRT zurückgeführt werden. Bei einem GRT wird die Temperatur des Wärmeträgerfluids innerhalb der Messeinheit ermittelt. Der Sondenkopf wird dabei mit einer etwa 3 m langen horizontalen Schlauchanbindung an die Messeinheit angeschlossen. Innerhalb dieser horizontalen Schlauchanbindung wird die Temperatur des Wärmeträgerfluids durch die Außentemperatur beeinflusst. Bei einem EGRT wird die Temperatur direkt innerhalb der Sonde erfasst, jedoch nicht innerhalb des Wärmeträgerfluids, da das Glasfaserkabel an der Außenwand des U-Strangs installiert ist. Zudem wird die Temperatur bei einem EGRT nur als Relativwert ermittelt und anschließend die Absoluttemperatur über einen Referenzwert bestimmt.

In den Temperaturtiefenprofilen zeigen sich Bereiche, in denen die Temperatur mehr zunimmt als in anderen Bereichen. Da die eingebrachte thermische Last über die Tiefe konstant ist, sind die hohen Temperaturen in diesen Bereichen auf geringe effektive Wärmeleitfähigkeiten zurückzuführen. Geringe Zunahmen der Temperatur über die Zeit lassen hingegen auf hohe Wärmeleitfähigkeiten schließen.

Im oberflächennahen Bereich zwischen GOK und 5 m u GOK ist die Untergrundtemperatur deutlich von der Außentemperatur beeinflusst. Unter Vernachlässigung dieses beeinflussten Bereichs konnte der geothermische Gradient zu etwa $0,03 \text{ K m}^{-1}$ bestimmt werden.

Die ermittelten Temperaturen nehmen über die Zeit in verschiedenen Messtiefen mit unterschiedlichen Steigungen in Abhängigkeit der geologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten zu (Abbildung 84). Es zeigen sich für die angetroffenen geologischen Schichtpakete unterschiedliche Temperatursteigungen die nach 60 Stunden zu Temperaturen von $21,7^\circ\text{C}$ (0 m u GOK, Sand, Kies), $20,5^\circ\text{C}$ (15 m u GOK, Geschiebemergel), $22,1^\circ\text{C}$ (23 m u GOK, Sand, Kohle) und $23,4^\circ\text{C}$ (31,5 m u GOK, Sand, Kies) führen. Auch innerhalb der Schichtpakete zeigen sich unterschiedliche Temperatursteigungen, die auf geologische Heterogenitäten oder Wasserwegsamkeiten innerhalb der wasserführenden Schicht zurückzuführen sind. Aus den Temperatursteigungen in jeder einzelnen Messtiefe konnte die tiefenbezogene effektive Wärmeleitfähigkeit mit Hilfe der Kelvinschen Linienquellentheorie ermittelt werden. Unter Berücksichtigung des Mindestzeitkriteriums ergab sich für EGRT 2 eine durchschnittliche effektive Wärmeleitfähigkeit von $2,11 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

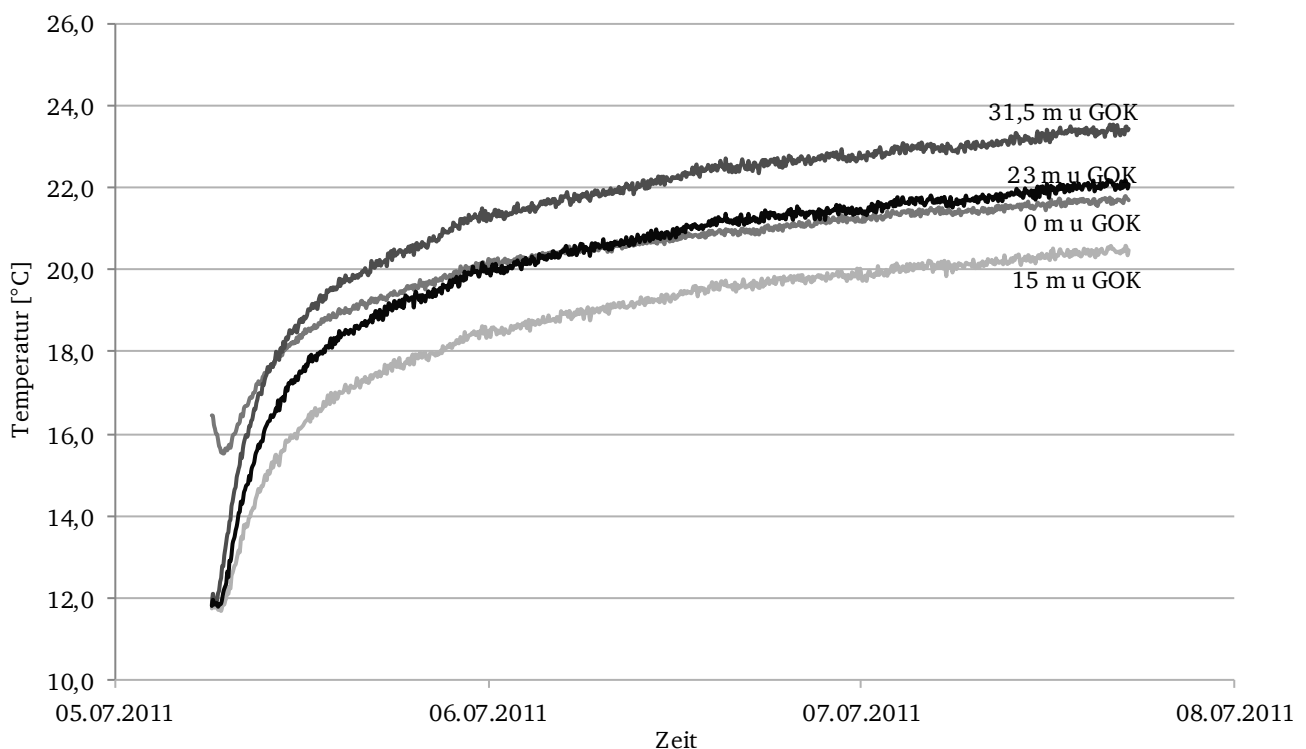


Abbildung 84: Temperaturentwicklung von ausgewählten Messtiefen im EGRT 1

EGRT 2 diente zur Ermittlung der effektiven Wärmeleitfähigkeit über die Tiefe der Erdwärmesonde EWS 6 bei Aufbringung der thermischen Last durch GRT 2 unter künstlich erhöhter Grundwasserfließgeschwindigkeit durch den Pumpversuch PV 1.

Von einer Ausgangstemperatur von durchschnittlich 10,9°C zu Beginn der Aufbringung der thermischen Last steigt die gemessene tiefenbezogene Temperatur auf einen Durchschnittswert von 20,9°C nach 70 Stunden an (Abbildung 85).

Der Verlauf der Temperaturtiefenprofile im EGRT 2 entspricht qualitativ dem im EGRT 1 ermittelten Verlauf der Temperaturtiefenprofile. Im Vergleich zu den Temperaturtiefenprofilen des EGRT 1 nimmt die Temperatur beim EGRT 2 zwischen 36 m u GOK und 38 m u GOK geringer zu als im EGRT 1. Diese geringere Zunahme der Temperatur lässt in diesem Tiefenbereich auf eine höhere effektive Wärmeleitfähigkeit als im EGRT 1 schließen, die auf die erhöhte Grundwasserfließgeschwindigkeit zurückzuführen ist.

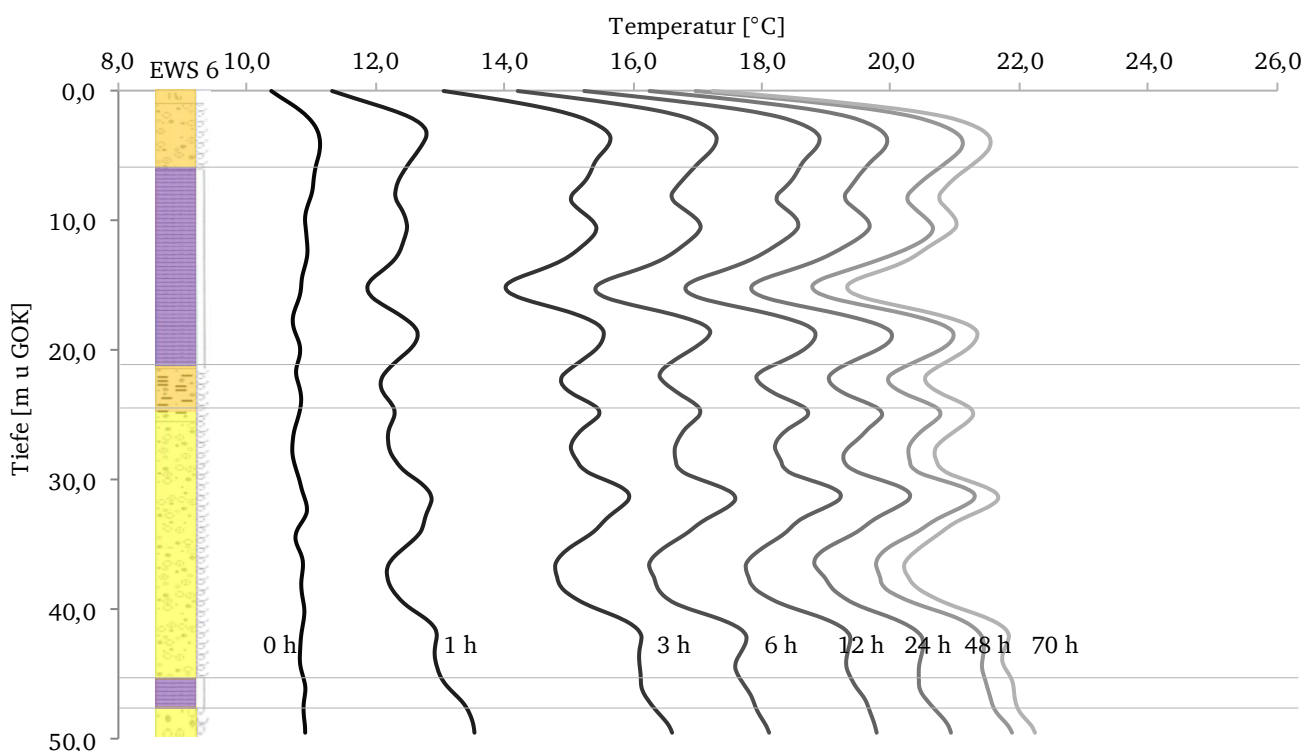


Abbildung 85: Temperaturtiefenprofile zu ausgewählten Zeitpunkten im EGRT 2

Die ermittelten Temperaturen nehmen über die Zeit in verschiedenen Messtiefen mit unterschiedlichen Steigungen in Abhängigkeit der geologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten zu (Abbildung 86). Sie zeigen für die angetroffenen geologischen Schichtpakete unterschiedliche Temperatursteigungen die nach 70 Stunden zu Temperaturen von 17,2°C (0 m u GOK, Sand, Kies), 19,3°C (15 m u GOK, Geschiebemergel), 20,7°C (23 m u GOK, Sand, Kohle) und 21,7°C (31,5 m u GOK, Sand, Kies) führen.

Die ermittelten Temperatursteigungen im EGRT 2 sind im Vergleich durchweg geringer als die im EGRT 1. Dies begründet sich durch den größeren konvektiven Transport der eingebrachten Wärme durch die künstlich erhöhte Filtergeschwindigkeit. Auch innerhalb der Schichtpakete wurden unterschiedliche Temperatursteigungen bestimmt, die auf Heterogenitäten oder Wasserwegsamkeiten innerhalb der Schicht zurückzuführen sind. Aus den Steigungen der Temperaturzunahmen über die Zeit in jeder einzelnen Messtiefe konnte die tiefenbezogene effektive Wärmeleitfähigkeit mit Hilfe der Kel-

vinschen Linienquellentheorie ermittelt werden. Unter Berücksichtigung des Mindestzeitkriteriums ergab sich für EGRT 2 eine durchschnittliche effektive Wärmeleitfähigkeit von $2,37 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

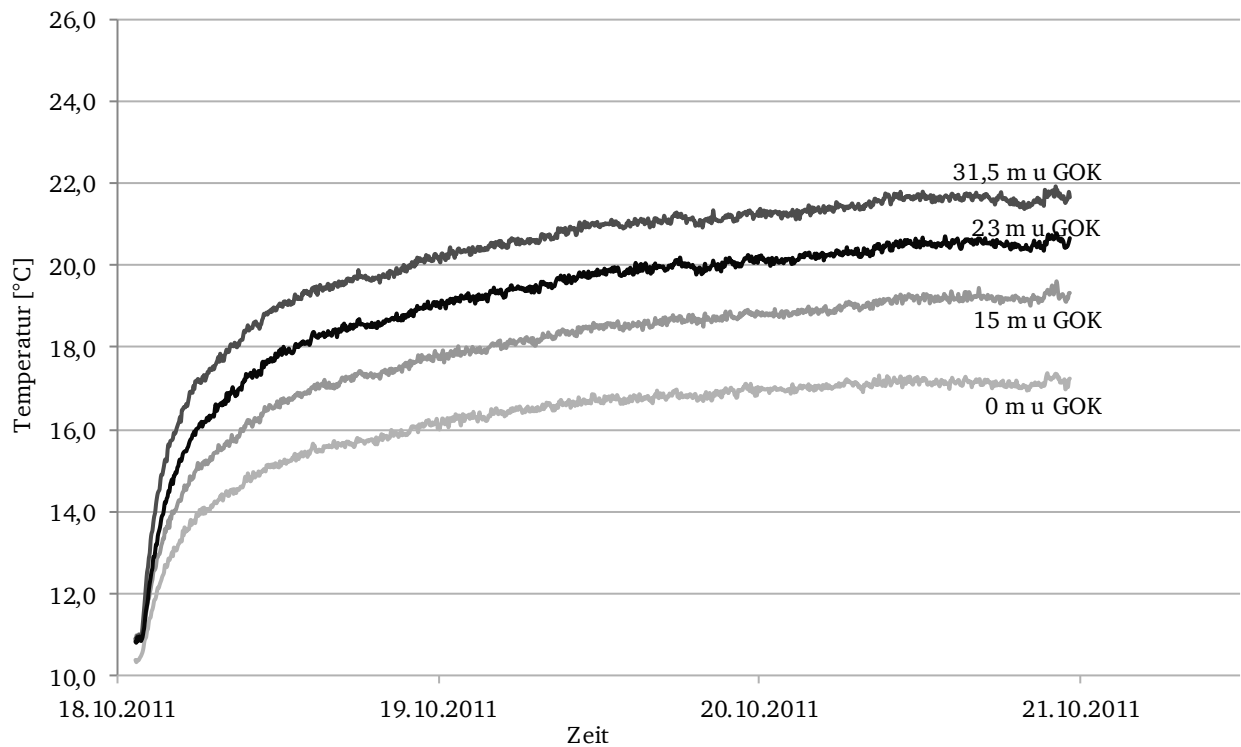


Abbildung 86: Temperaturentwicklung von ausgewählten Messtiefen im EGRT 2

EGRT 3 diente zur Ermittlung der tiefenbezogenen effektiven Wärmeleitfähigkeit der Erdwärmesonde EWS 6 bei Aufbringung der thermischen Last durch GRT 3 unter künstlich erhöhter Grundwasserfließgeschwindigkeit durch den Pumpversuch PV 2.

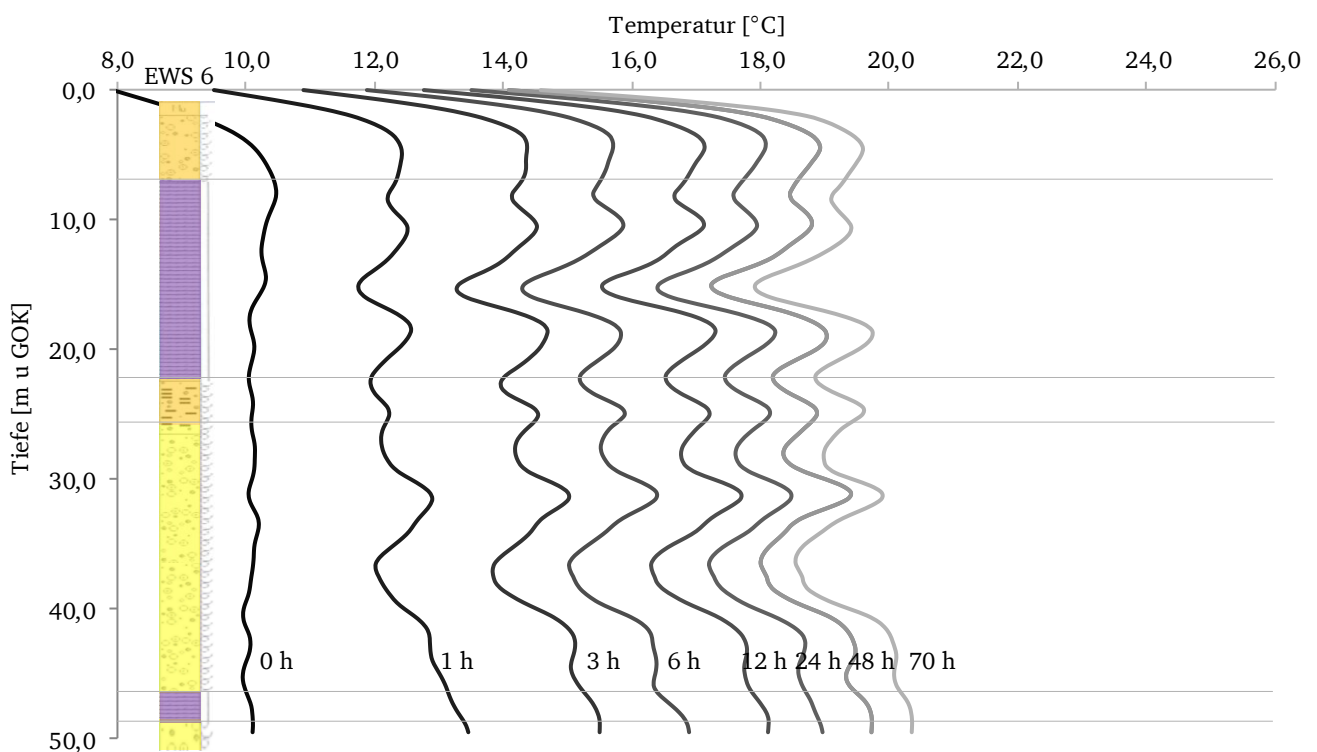


Abbildung 87: Temperaturtiefenprofile zu ausgewählten Zeitpunkten im EGRT 3

Von einer Ausgangstemperatur von durchschnittlich 10,1°C zu Beginn der Aufbringung der thermischen Last steigt die gemessene tiefenbezogene Temperatur auf einen Durchschnittswert von 19,3°C nach 70 Stunden an (Abbildung 87).

Der Verlauf der Temperaturtiefenprofile im EGRT 3 entspricht qualitativ dem im EGRT 1 und EGRT 2 ermittelten Verlauf der Temperaturtiefenprofile. Im Vergleich zu den Temperaturtiefenprofilen des EGRT 1 und EGRT 2 nimmt die Temperatur beim EGRT 3 zwischen 36 m u GOK und 38 m u GOK über die Zeit geringer zu, als im EGRT 1 und EGRT 2. Diese geringere Zunahme der Temperatur lässt in diesem Tiefenbereich auf eine höhere effektive Wärmeleitfähigkeit als im EGRT 1 und EGRT 2 schließen, die auf die erhöhte Grundwasserfließgeschwindigkeit zurückzuführen ist.

Die ermittelten Temperaturen nehmen über die Zeit in verschiedenen Messtiefen mit unterschiedlichen Steigungen in Abhängigkeit der geologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten zu (Abbildung 88). Es zeigen sich für die angetroffenen geologischen Schichtpakete unterschiedliche Temperatursteigungen die nach 70 Stunden zu Temperaturen von 14,5°C (0 m u GOK, Sand, Kies), 17,8°C (15 m u GOK, Geschiebemergel), 18,9°C (23 m u GOK, Sand, Kohle) und 19,9°C (31,5 m u GOK, Sand, Kies) führen. Die ermittelten Temperatursteigungen im EGRT 3 sind im Vergleich durchweg geringer als die im EGRT 1 und im EGRT 2. Dies ist durch den größeren Abtransport der eingebrachten Wärme durch die künstlich erhöhte Filtergeschwindigkeit zu begründen. Auch innerhalb der Schichtpakete wurden unterschiedliche Temperatursteigungen bestimmt, was auf Heterogenitäten oder Wasserwegsamkeiten innerhalb der Schicht zurückzuführen ist. Aus den Steigungen der zeitlichen Entwicklungen der Temperaturen in jeder einzelnen Messtiefe konnte die tiefenbezogene effektive Wärmeleitfähigkeit mit Hilfe der Kelvinschen Linienquellentheorie ermittelt werden. Unter Berücksichtigung des Mindestzeitkriteriums ergab sich für EGRT 3 eine durchschnittliche effektive Wärmeleitfähigkeit von $2,49 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

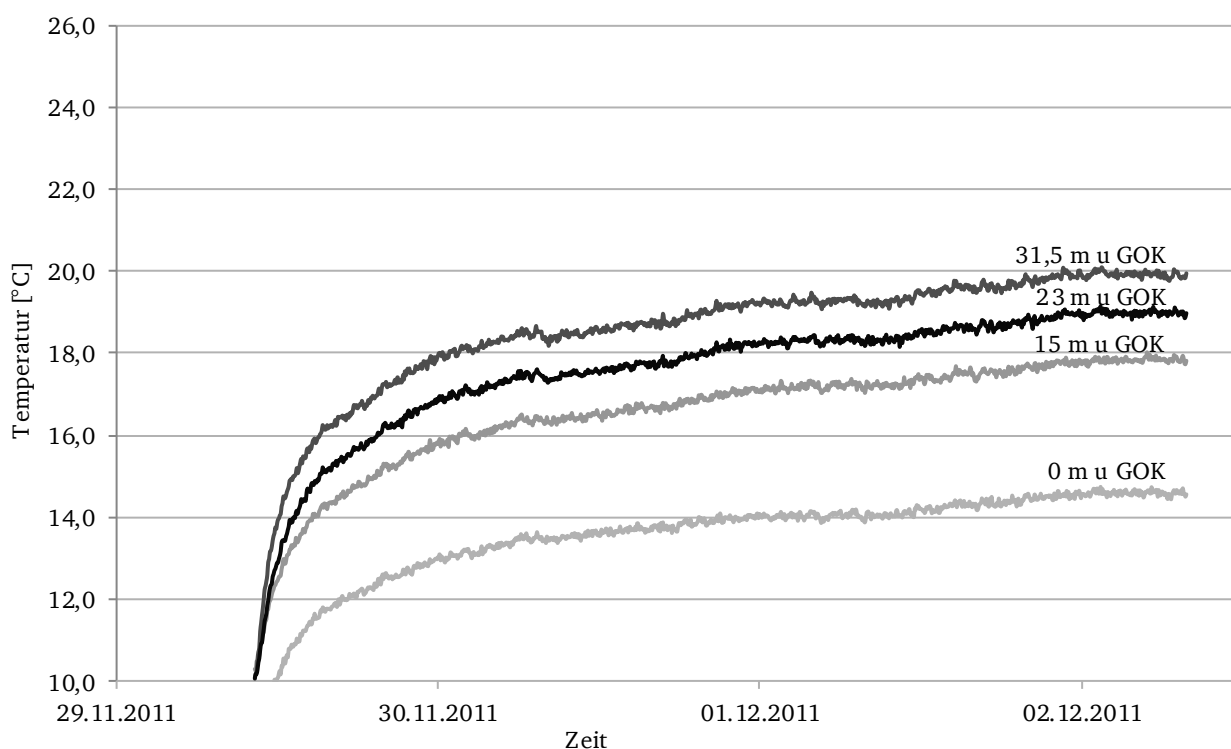


Abbildung 88: Temperaturentwicklung von ausgewählten Messtiefen im EGRT 3

Die effektive Wärmeleitfähigkeit über die Tiefe der drei durchgeführten EGRTs verläuft qualitativ ähnlich. In Abhängigkeit der anliegenden Filtergeschwindigkeit steigt die ermittelte durchschnittliche ef-

effektive Wärmeleitfähigkeit von $2,11 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ in EGRT 1 um 12,3 % auf $2,37 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ in EGRT 2 und um 18,0 % auf $2,49 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ in EGRT 3.

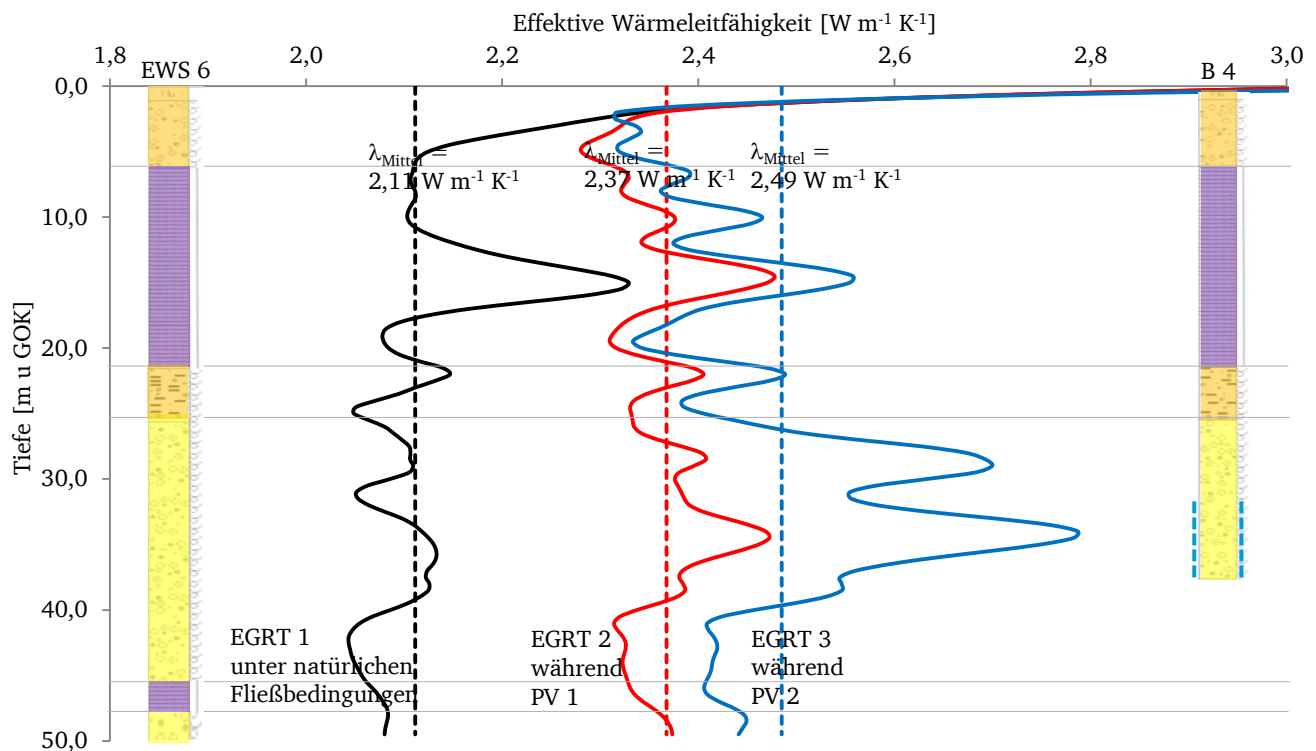


Abbildung 89: Tiefenbezogene effektive Wärmeleitfähigkeit in EGRT 1, EGRT 2 und EGRT 3

Innerhalb der oberen 5 m u GOK zeigt sich bei allen drei Tests eine hohe Wärmeleitfähigkeit, die auf den Einfluss der Außentemperaturen zurückzuführen ist. Innerhalb der oberen Geschiebemergelschicht (6,0 m u GOK – 21,0 m u GOK) nimmt die effektive Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit zu, obwohl innerhalb der wasserhemmenden Geschiebemergelschicht lediglich mit vernachlässigbar geringen Grundwasserfließgeschwindigkeiten zu rechnen ist. Die Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit in diesem Bereich ist vielmehr durch die Kombination aus GRT und EGRT zu begründen. Im Zuge der Aufbringung der thermischen Last zirkuliert das erwärmte Wärmeträgerfluid innerhalb des U-Strangs der Erdwärmesonde. Das durch die erhöhte Filtergeschwindigkeit innerhalb der wasserführenden Schicht abgekühlte Wärmeträgerfluid strömt innerhalb des U-Strangs vom Sondenfuß aufwärts zum Sondenkopf. Somit wird durch die höhere Filtergeschwindigkeit im Tiefenbereich zwischen 21,0 m u GOK und 46,2 m u GOK auch eine erhöhte effektive Wärmeleitfähigkeit innerhalb der oberflächennahen Schichten hervorgerufen. Neben dieser generellen Erhöhung der effektiven Wärmeleitfähigkeit innerhalb der oberen Geschiebemergelschicht lässt sich bei allen drei Tests eine deutliche Spitze der effektiven Wärmeleitfähigkeit in einer Tiefe von etwa 15 m u GOK erkennen. Diese Spitze ist auf Heterogenitäten innerhalb der Geschiebemergelschicht, wie zum Beispiel ein Bereich höherer Dichte oder eine Wasserwegsamkeit, zurückzuführen.

An der Basis der Geschiebemergelschicht (etwa 21,5 m u GOK) zeigt sich innerhalb des wasserführenden Sand, Kohle eine starke Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit in allen drei EGRTs. Diese Zunahme ist mit dem an der Unterkante des Geschiebemergels entlangströmenden natürlichen bzw. künstlich angeregten Grundwassers zu begründen. Innerhalb des wasserführenden Sand, Kies (25 m u GOK – 46,2 m u GOK) zeigt sich aufgrund des strömenden Grundwassers die größte Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit von bis zu 21,9 % (Tabelle 10). In den Tiefenbereichen 29,5 m u GOK und 34,0 m u GOK zeigen sich besonders im EGRT 3 deutliche Maxima der effektiven Wärmeleitfähigkeit, die auf Wasserwegsamkeiten innerhalb des wasserführenden Sand, Kies zurückzuführen sind. Die Tiefenbereiche der Wärmeleitfähigkeitsmaxima korrelieren gut mit den Geschwindig-

keitsmaxima der GFV 2 und GFV 3. Im Tiefenbereich von 34 m u GOK zeigt sich eine Erhöhung der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeit um bis zu 32,2 %. Im Tiefenbereich zwischen etwa 42 m u GOK und 50 m u GOK nimmt die effektive Wärmeleitfähigkeit deutlich ab. Dies ist dadurch zu begründen, dass sich durch die wasserhemmende Geschiebemergelschicht in 46,2 m u GOK kein ausgeprägter Grundwasserfluss in diesem Bereich einstellt.

Die anhand der drei GRTs und der drei EGRTs ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeiten der Erdwärmesonde EWS 6 am Feldversuchsstand Strausberg sind nachfolgend tabellarisch zusammengefasst (Tabelle 10).

Feldversuch	Tiefenbereich	Effektive Wärmeleitfähigkeit [W m ⁻¹ K ⁻¹] (Zuwachs)		
		Test 1	Test 2	Test 3
GRT	0 m – 50,0 m	2,12 (Referenz)	2,27 (7,1 %)	2,30 (8,5 %)
EGRT	0 m – 50,0 m	2,11 (Referenz)	2,37 (12,3 %)	2,49 (18,0 %)
EGRT	21,0 m – 46,2 m	2,10 (Referenz)	2,38 (13,3 %)	2,56 (21,9 %)
EGRT	34,0 m	2,11 (Referenz)	2,46 (16,6 %)	2,79 (32,2 %)

Tabelle 10: Vergleich der effektiven Wärmeleitfähigkeit am Projektstandort Strausberg

5.2.4. Versuchsergebnisse

Insgesamt wurden am Feldversuchsstand Strausberg an der Erdwärmesonde EWS 6 drei Geothermal Response Tests (GRT 1 – GRT 3) in Kombination mit drei Enhanced Geothermal Response Tests (EGRT 1 – EGRT 3) durchgeführt. An der nahegelegenen Grundwassermessstelle B 4 wurde im Zuge der Pumpversuche PV 1 und PV 2 Grundwasser mit konstanten Förderraten entzogen und so die Grundwasserfließgeschwindigkeit an der EWS 6 künstlich erhöht. Die anliegenden Grundwasserfließgeschwindigkeiten wurden mit Hilfe von drei Grundwasserfluss-Visualisierungen (GFV 1 – GFV 3) im Bereich der Filterstrecke der Grundwassermessstelle B 2 bestimmt.

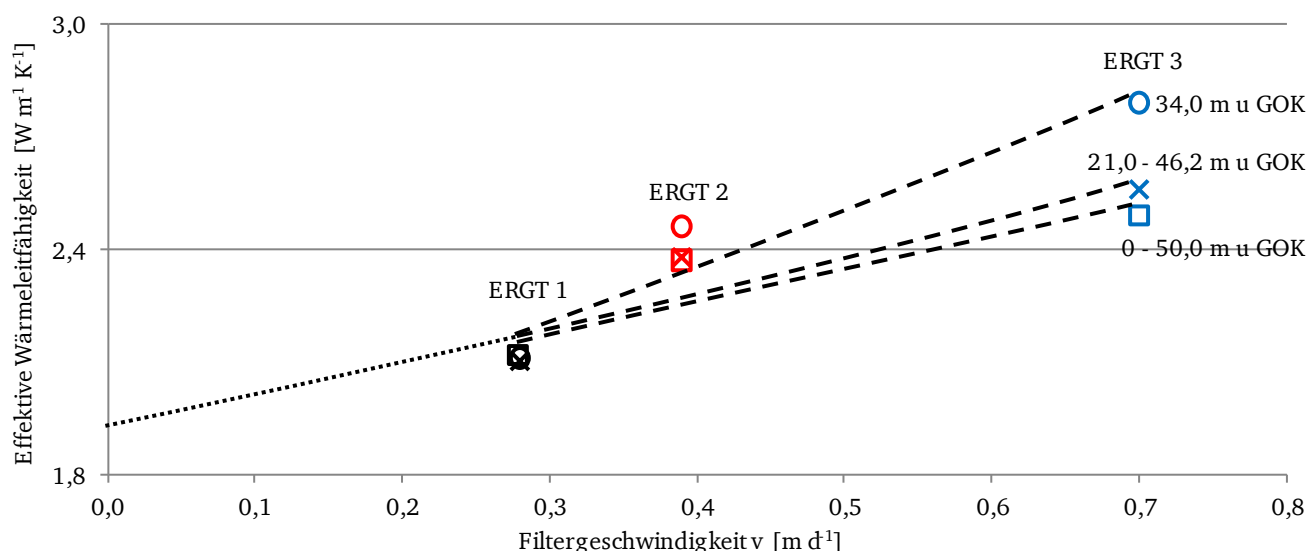


Abbildung 90: Zusammenhang zwischen Filtergeschwindigkeit und effektiver Wärmeleitfähigkeit

Die effektiven Wärmeleitfähigkeiten konnten durch die Kombination aus GRT und EGRT über zwei unabhängige Messverfahren als integraler Wert über die Tiefe (GRT) und tiefenbezogen (EGRT) bestimmt werden. Es zeigte sich eine gute Übereinstimmung der ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeiten mit Abweichungen von 0,4 % (GRT 1 / EGRT 1), 4,4 % (GRT 2 / EGRT 2) und 8,3 % (GRT 3 / EGRT 3). Weiterhin zeigte sich eine deutliche Abhängigkeit der an der Erdwärmesonde EWS 6 ermit-

telten Grundwasserfließgeschwindigkeiten und den ermittelten effektiven Wärmeleitfähigkeiten (Abbildung 90). Durch die künstlich erhöhte Grundwasserfließgeschwindigkeit konnte eine maximale Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit von 32,2 % bestimmt werden. Durch Extrapolation der Messwerte wurde die effektive Wärmeleitfähigkeit bei einer Grundwasserfließgeschwindigkeit von 0 m d^{-1} zu $1,9 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ermittelt. Dieser Wert liegt innerhalb der empfohlenen Bandbreite eines wassergesättigten Kies, Sand nach [VDI-4640-1 2010]. Die Werte sind somit plausibel.

Um die ermittelte Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeiten in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit im Feldversuchsstand Strausberg mit den im Laborversuchsstand ermittelten Ergebnissen zu vergleichen, wurde die prozentuale Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit gegenüber der Wärmeleitfähigkeit bei einer Filtergeschwindigkeit von 0 m d^{-1} untersucht (Abbildung 91).

Die effektiven Wärmeleitfähigkeiten nehmen prozentual in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit im Feldversuchsstand Strausberg bei vergleichbaren Filtergeschwindigkeiten weniger zu als in den durchgeführten Laborversuchen. Dieser geringe Unterschied ist wie folgt erklärbar. Innerhalb der Laborversuche lagen homogene geologische und hydrogeologische Bedingungen vor. So kann beispielsweise innerhalb der Laborversuche von einem homogenen Grundwasserfluss über die gesamte Querschnittsfläche des Versuchsstands ausgegangen werden. Aufgrund der natürlichen Heterogenitäten am Feldversuchsstand Strausberg kann hier von einzelnen, bevorzugten Wasserwegsamkeiten ausgegangen werden, die die Erdwärmesonde erwartungsgemäß weniger stark beeinflussen als ein Grundwasserfluss über den gesamten Querschnitt des Aquifers.

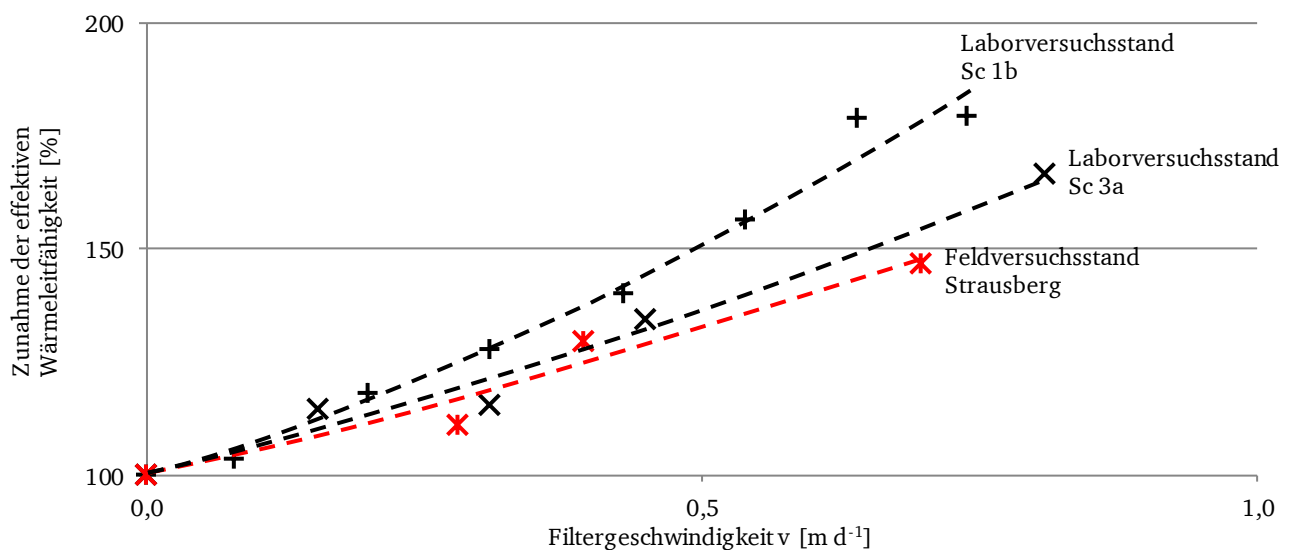


Abbildung 91: Prozentuale Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeiten im Feld und Labor

Insgesamt betrachtet bestätigen die gewonnenen Ergebnisse, dass die experimentelle Vorgehensweise in sich konsistent und erfolgreich war. Der entwickelte Feldversuchsstand am Projektstandort Strausberg eignet sich aufgrund der günstigen geologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten für die Untersuchung der Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit eines geothermischen Systems in Abhängigkeit der anliegenden Grundwasserfließgeschwindigkeit. Durch die Kombination aus GRT und EGRT konnten die Wärmeleitfähigkeiten über zwei unabhängige, unterschiedliche Systeme bestimmt werden. Durch die Kombination aus Pumpversuchen an nahegelegenen Grundwassermessstellen und der Grundwasserfluss-Visualisierung konnte die natürliche Grundwasserfließgeschwindigkeit erhöht und tiefenbezogen ermittelt werden. Der Feldversuchsstand Strausberg liefert zuverlässige Daten zu effektiven Wärmeleitfähigkeiten eines geothermischen Systems in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit. Somit können die im Laborversuchsstand gewonnenen Erkenntnisse auf reale geothermische Systeme übertragen werden.

6. Eigene numerische Untersuchungen

Im Zuge dieser Arbeit wurden numerische Untersuchungen durchgeführt. Ziel der numerischen Untersuchungen war es, ein Finite-Elemente-Modell zur Abbildung des geothermischen Wärmetransports zu entwickeln, zu verifizieren und anhand der experimentell gewonnenen geothermischen Daten zu kalibrieren und zu validieren. Mit Hilfe des validierten Modells können die experimentellen Daten des mit Grob- und Mittelsand befüllten geothermischen Laborversuchsstandes in den Korngrößenbereich von Kies, Feinsand und Schluff extrapoliert werden.

Die numerischen Untersuchungen erfolgten mit dem Programm FEFLOW 6.0 (Finite Element Subsurface Flow) der DHI-WASY GmbH. FEFLOW basiert auf der Finite-Elemente-Methode und kann stationäre oder instationäre Strömungs- und Transportprozesse gekoppelt simulieren. Umfassende Erläuterung zur Programmstruktur sind [Diersch 2005] zu entnehmen.

6.1. Das numerische Modell

Mit FEFLOW wurde der in (Kapitel 4) beschriebene Laborversuchsstand numerisch abgebildet. Der Laborversuchsstand ist ein komplexes räumliches Objekt und besteht aus unterschiedlichen Materialien wie Stahl, Acrylglas, Lochblech, Filtervliesstoff aus Polypropylen und Polyester, Wasser, Sand, Kupfer und Silikonöl. Im Zuge der numerischen Modellierung wurden Annahmen zur Vereinfachung der numerischen Abbildung des Versuchsstandes getroffen, die nachfolgend dargelegt werden.

Innerhalb des Versuchsstandes können die bodenphysikalischen Kennwerte des installierten Sandes über den Einbauquerschnitt vereinfachend als homogen angesehen werden, vergleiche (Kapitel 4.2). Der Sättigungsgrad des installierten Sandes kann mit 1 angenommen werden. Die angelegte Filterströmung ist über den Querschnitt des Versuchsstandes homogen. Die Temperaturen um die Linienquelle wurden mit Hilfe der 33 Pt 100 Widerstandsthermometer erfasst, die in der Sensorebene, einem horizontalen Schnitt in etwa der Hälfte der Versuchsstandhöhe, eingebaut wurden. Die räumliche Temperaturentbreitung um die Linienquelle wurde im Zuge der Laboruntersuchungen nicht bestimmt. Durch die große Höhe des Laborversuchsstandes können räumliche Randeﬀekte auf die Sensorebene jedoch vernachlässigt werden.

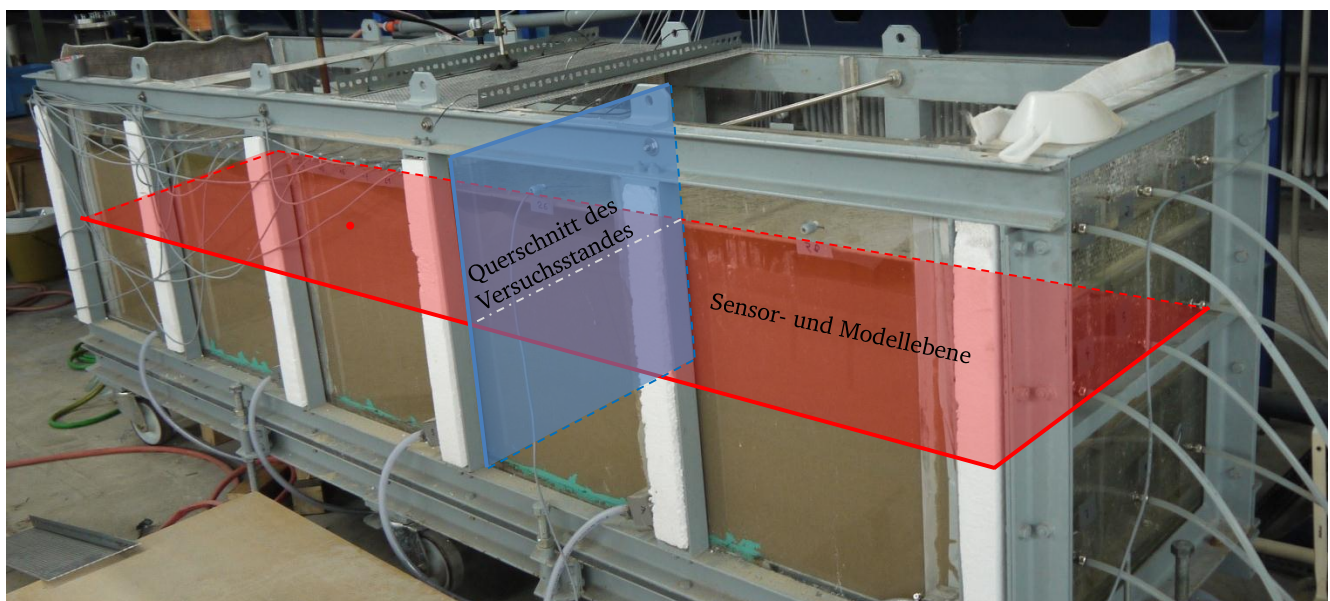


Abbildung 92: Schematische Darstellung der Modellebene des Laborversuchsstandes

Räumliche Dispersionseffekte können aufgrund der verhältnismäßig kleinen Länge des Versuchsstands und dem verwendeten homogenen, enggestuften Sand ebenso vernachlässigt werden, da die Dispersion lediglich bei geothermischen Systemen in-situ mit heterogenen Böden einen maßgeblichen Einfluss hat.

Der Laborversuchsstand kann demnach im numerischen Modell als ein zweidimensionaler Schnitt aus einem Raum abgebildet werden, der mit einem homogenen, isotropen und wassergesättigten Material befüllt ist. Die Modellebene entspricht dabei dem horizontalen Schnitt in der Sensorebene. Eine schematische Darstellung der Modellebene des Laborversuchsstandes ist in (Abbildung 92) gegeben. Durch die Vereinfachung auf ebene Betrachtung verringert sich der Modellierungs- und Rechenaufwand deutlich.

Die Ausmaße der Modellebene beschränken sich auf das Innere des Versuchsstandes. Somit werden lediglich der installierte wassergesättigte Sand, die Linienquelle, bestehend aus dem mit Silikonöl befüllten Kupferstab, die Diffusoren und die Vorkammern abgebildet. Die Acrylglaswandung, die thermische Isolierung und der Rahmen aus Stahlträgern werden nicht modelliert, da sie auf den Wärme- und Stofftransport innerhalb des Versuchsstandes nur als Randbedingung Einfluss haben. Die Kennwerte der Vorkammern und Diffusoren wurden für die Modellierung vereinfachend so angenommen, dass sie denen des installierten Sandes entsprechen. Somit wurden innerhalb des numerischen Modells lediglich die drei Materialtypen Sand (sa), Kupfer (cu) und Silikonöl (öl) verwendet. Eine schematische Darstellung der verwendeten Materialtypen ist in (Abbildung 93) gegeben.

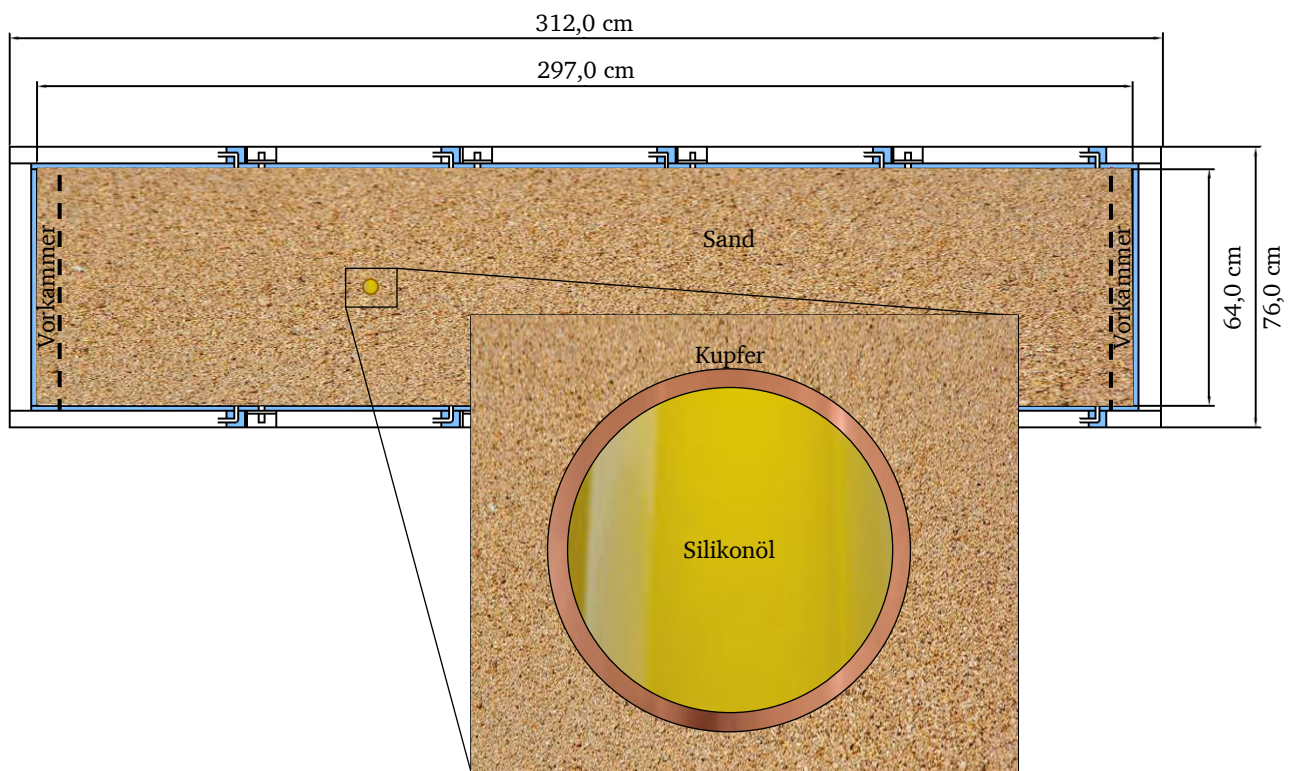


Abbildung 93: Schematische Darstellung der verwendeten Materialtypen

Den drei Materialtypen Sand (Körnung 103 und 105), Kupfer und Silikonöl wurden soweit vorhanden Kennwerte entsprechend den durchgeführten Voruntersuchungen zugewiesen. Kennwerte, die nicht in Laborversuchen bestimmt wurden, wurden entsprechend gängiger Literatur gewählt (Tabelle 11). Durch die Homogenität des installierten Sandes und der verwendeten Materialien Silikonöl und Kupfer können die zu modellierenden Kennwerte als isotrop angenommen werden.

Bei der Definition der Materialtypen geht FEFLOW standardmäßig von porösen Medien aus. Daher müssen für jedes Material neben dem Porenanteil auch separate Werte der Wärmeleitfähigkeiten und Wärmekapazitäten jeweils für die flüssige und die feste Phase definiert werden. Die Wärmeleitfähigkeit und die Wärmekapazität wird in FEFLOW über das harmonische Mittel (2.39) mit dem Porenanteil als Wichtungsparameter gebildet.

Kennwert	Einheit	Standardwert		Untersuchte Bandbreite in der Sensitivitätsanalyse	Bemerkung
Sand Körnung					
Porenanteil n	-	103	105	0,38 – 0,49	in Vorversuchen bestimmt
Wärmeleitfähigkeit λ_S	W m ⁻¹ K ⁻¹	0,43	0,46	3,19 – 5,04	abgeleiteter Wert
Wärmeleitfähigkeit λ_F	W m ⁻¹ K ⁻¹		0,6	-	aus gängiger Literatur
Wärmeleitfähigkeit λ_{SF}	W m ⁻¹ K ⁻¹	2,61	2,34	2,0 – 3,0	in Vorversuchen bestimmt
Vol. Wärmekapazität $c_{v,S}$	MJ m ⁻³ K ⁻¹	1,93	1,72	1,25 – 2,55	in Vorversuchen bestimmt
Vol. Wärmekapazität $c_{v,F}$	MJ m ⁻³ K ⁻¹		4,18	-	aus gängiger Literatur
Vol. Wärmekapazität $c_{v,SF}$	MJ m ⁻³ K ⁻¹	2,9	2,85	2,6 – 3,3	abgeleiteter Wert
Durchlässigkeitsbeiwert k	m s ⁻¹	6,3·10 ⁻³	3,0·10 ⁻⁴	-	in Vorversuchen bestimmt
Filtergeschwindigkeit v	m d ⁻¹	0,2	0,16	0 – 0,81	in Vorversuchen bestimmt
Dispersivität α_L α_T	m m		0 0	0 0 – 0,01 0,001	angenommen
Kupfer					
Wärmeleitfähigkeit λ_S	W m ⁻¹ K ⁻¹	0,056	0,089	0,05 – 0,07	angenommen
Vol. Wärmekapazität $c_{v,S}$	MJ m ⁻³ K ⁻¹		3,45	0,03 - 300	aus gängiger Literatur
Porenanteil n	-		0	-	Festkörper
Durchlässigkeitsbeiwert k	m s ⁻¹		1,0·10 ⁻²⁰	-	Festkörper
Silikonöl					
Wärmeleitfähigkeit λ_F	W m ⁻¹ K ⁻¹		1.000	5 – 1.000	angenommen
Vol. Wärmekapazität $c_{v,F}$	MJ m ⁻³ K ⁻¹		15	1 - 40	angenommen
Porenanteil n	-		1	-	Fluid
Durchlässigkeitsbeiwert k	m s ⁻¹		1	-	Fluid

Tabelle 11: Kennwerte der abzubildenden Materialien Sand, Kupfer und Silikonöl

Der Porenanteil der installierten Sande wurde in Laborversuchen zu 0,43 (Körnung 103) und 0,46 (Körnung 105) bestimmt, vergleiche (Kapitel 4.2). Das Material des Kupferstabes wird als Festkörper mit einem Porenanteil von 0 und das Silikonöl als Fluid mit einem Porenanteil von 1 definiert.

In Vorversuchen im Labor wurden die Wärmeleitfähigkeiten λ_{SF} der verwendeten wassergesättigten Sande zu $2,61 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ (Körnung 103) und $2,34 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ (Körnung 105) bestimmt, vergleiche (Kapitel 4.2). Diese Werte liegen innerhalb der empfohlenen Bandbreite der Wärmeleitfähigkeiten für wassergesättigte Sande von $2,0 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ bis $3,0 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ [VDI-4640-1 2010]. Die Wärmeleitfähigkeit λ_F der flüssigen Phase (Wasser) bei einer Temperatur von 20°C wurde entsprechend [Verein Deutscher Ingenieure 2006] zu $0,6 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ gewählt. In FEFLOW wird die Wärmeleitfähigkeit des porösen Mediums über das harmonische Mittel nach (2.39) zwischen den Wärmeleitfähigkeiten der festen und flüssigen Phase mit dem Porenanteil als Wichtungsparameter gebildet. Dementsprechend wurden die Wärmeleitfähigkeiten λ_S der festen Phase (Korngerüst) zu $4,13 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ (Körnung 103) und $3,82 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ (Körnung 105) gewählt.

Ebenfalls in Vorversuchen wurde die volumetrische Wärmekapazität $c_{v,S}$ des Korngerüsts der verwendeten Sande zu $1,93 \text{ MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$ (Körnung 103) und $1,72 \text{ MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$ (Körnung 105) ermittelt. Die volumetrische Wärmekapazität des Wassers bei einer Temperatur von 20°C wurde entsprechend [Verein Deutscher Ingenieure 2006] mit $4,18 \text{ MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$ gewählt. In FEFLOW wird die volumetrische Wärmekapazität des porösen Mediums über das harmonische Mittel nach (2.39) zwischen den Wärmekapazitäten der festen und flüssigen Phase mit dem Porenanteil als Wichtungsparameter gebildet. Dementsprechend ergeben sich die volumetrischen Wärmekapazitäten $c_{v,SF}$ der wassergesättigten Sande zu

$2,9 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ (Körnung 103) und $2,85 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ (Körnung 105). Diese Werte liegen innerhalb der möglichen Bandbreite der volumetrischen Wärmekapazitäten für wassergesättigte Sande von $2,2 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ bis $2,9 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ [VDI-4640-4 2004].

Die Durchlässigkeitsbeiwerte der Sande der Körnung 103 und 105 wurden in Vorversuchen im Labor zu $6,3 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ (Körnung 103) und $3,0 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ (Körnung 105) bestimmt (Kapitel 4.2) und dementsprechend im numerischen Modell definiert.

Die transversale und longitudinale Dispersivität wurden aufgrund der vernachlässigbar geringen kleinskaligen Makrodispersion im Laborversuchsstand mit Werten von 0 m für die transversale Dispersivität und 0 m für die longitudinale Dispersivität angenommen.

Die Kennwerte des Kupferstabes wurden entsprechend gängiger Literatur gewählt. Durch Definition des Kupferstabes als Festkörper mit einem Porenanteil von 0 entspricht die Wärmeleitfähigkeit des porösen Mediums λ_{SF} der Wärmeleitfähigkeit der festen Phase λ_{S} . Die Wärmeleitfähigkeit von reinem Kupfer wird in [Verein Deutscher Ingenieure 2006] mit $401 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ angegeben, während die Wärmeleitfähigkeiten von verschiedenen Kupferlegierungen zwischen $25,8 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und $108 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ variieren. Der Wärmetransport zwischen dem auf Grund von Dichteunterschieden innerhalb des Kupferstabes zirkulierenden Silikonöl und dem Kupferstab findet als Wärmeübergang statt. Um den Wärmeübergangskoeffizienten zu berücksichtigen, wird die Wärmeleitfähigkeit des Kupfers im Modell mit 0,056 angenommen. Dieser Wert ergab sich aus numerischen Voruntersuchungen im Zuge der Sensitivitätsanalyse (Kapitel 6.4).

Die volumetrischen Wärmekapazitäten werden in [Verein Deutscher Ingenieure 2006] für reinen Kupfer mit $3,45 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ und für verschiedene Kupferlegierungen mit $3,13 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ bis $3,47 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ angegeben. Dementsprechend wurde die volumetrische Wärmekapazität $c_{\text{v,S}}$ des Materialtyps Kupfer im numerischen Modell mit $3,45 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ gewählt.

Der Festkörper Kupfer wurde im numerischen Modell als sehr schwach durchlässig mit einem Durchlässigkeitsbeiwert von $1,0 \cdot 10^{-20} \text{ m s}^{-1}$ angenommen.

Die Kennwerte des Silikonöls wurden entsprechend gängiger Literatur gewählt. Durch Definition des Silikonöls als Fluid mit einem Porenanteil von 1 entspricht die Wärmeleitfähigkeit des porösen Mediums λ_{SF} der Wärmeleitfähigkeit der flüssigen Phase λ_{F} . Die Wärmeleitfähigkeit von verschiedenen Silikonölen bei einer Temperatur von 20°C wird in [Verein Deutscher Ingenieure 2006] mit $0,11 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $0,14 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ angegeben. Aufgrund von Dichteunterschieden strömt das Silikonöl innerhalb der Linienquelle. Nach den Ergebnissen aktueller Forschungen kann der Wärmetransport des strömenden Fluids innerhalb einer Linienquelle durch eine erhöhte Wärmeleitfähigkeit numerisch abgebildet werden [Clausen 2008]. Die Wärmeleitfähigkeit des Silikonöls wurde deshalb mit $1.000 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ gewählt. Somit wird eine homogene Temperaturverteilung innerhalb der Linienquelle gewährleistet, siehe auch die hierzu durchgeführte Sensitivitätsanalyse (Kapitel 6.4).

Die volumetrischen Wärmekapazitäten von verschiedenen Silikonölen werden in [Verein Deutscher Ingenieure 2006] mit $1,46 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ bis $1,51 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ angegeben. Die volumetrische Wärmekapazität des Silikonöls wurde im numerischen Modell mit $15 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ gewählt. Dieser Wert ergab sich aus numerischen Voruntersuchungen im Zuge der Sensitivitätsanalyse (Kapitel 6.4).

Das fluide Silikonöl wurde im numerischen Modell als sehr stark durchlässig mit einem Durchlässigkeitsbeiwert von $1,0 \text{ m s}^{-1}$ angenommen.

6.2. Diskretisierung des numerischen Modells, Anfangs- und Randbedingungen

Um den beschriebenen Laborversuchsstand abzubilden, wurde ein numerisches Modell entwickelt, mit dem die instationäre Grundwasserströmung gekoppelt mit dem instationären Wärmetransport simuliert werden kann (coupled transient flow and transient mass transport).

Im Zuge der Modellentwicklung wurde für die abzubildende Sensorebene ein rechteckiges Superelement mit Abmessungen von 297 cm Länge auf 64 cm Breite erstellt. Mit Hilfe von Punkt- und Linienelementen wurden Zwangsknotenpunkte für die Linienquelle, die Diffusoren und die 32 Pt 100 Widerstandsthermometer erstellt.

Die Gebietsdiskretisierung des Superelements erfolgte durch ein Netz finiter dreiknotiger bi-linearer Dreieckselemente mit Hilfe des in FEFLOW implementierten Netzgenerators Triangle. Triangle verwendet bei der Netzgenerierung die Delaunay-Triangulierung [Delaunay 1934]. Diese optimiert bei der Erstellung von zweidimensionalen Dreiecknetzen die Geometrie der Dreieckselemente hinsichtlich eines größtmöglichen minimalen Innenwinkels. Das Delaunay-Kriterium wurde für alle Elemente eingehalten. Zudem wurde die Anzahl der stumpfwinkligen Dreiecke minimiert, um die numerische Stabilität zu erhöhen.

Die Netzgenerierung erfolgte im Bereich der Vorkammern mit einer geringen Elementdichte, da hier weder Grundwasserströmung noch Wärmetransport stattfinden. Die Linienquelle und der Linienquellennahbereich wurden mit einer deutlich erhöhten Elementdichte diskretisiert (Abbildung 94).

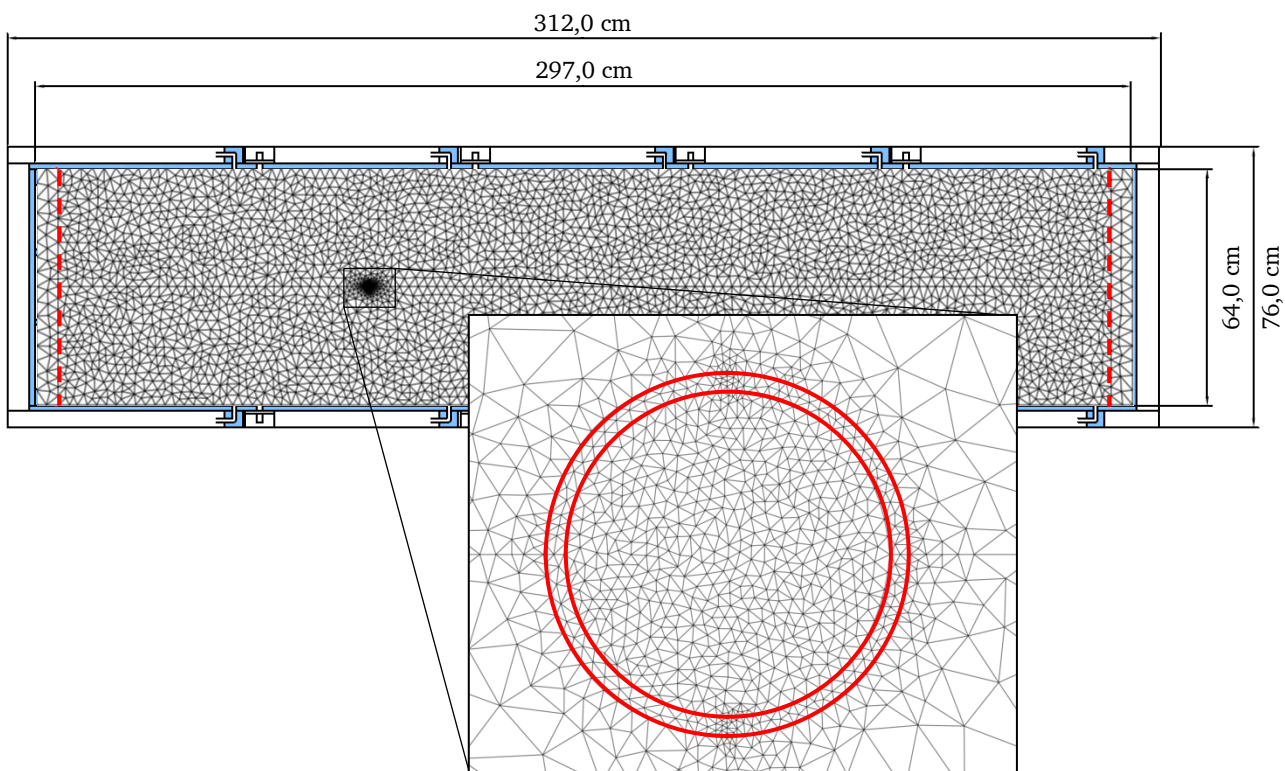


Abbildung 94: Finite-Elemente-Netz – Schnitt in der Sensorebene

In einer numerischen Vorstudie wurde der Einfluss der Elementanzahl auf die Ergebnisse der Simulation untersucht. Es zeigte sich, dass der Bereich in und um die Linienquelle, insbesondere der dünnwandige Kupferstab, mit einer ausreichend großen Anzahl an Elementen diskretisiert werden muss. Bei einer Gesamtanzahl von weniger als 20.000 Elementen kommt es aufgrund ungenügend feiner Diskre-

tisierung gerade innerhalb der Linienquelle (31) zu nicht zu vernachlässigbaren Abweichungen der simulierten Temperaturen.

Ab einer Anzahl von etwa 50.000 Elementen variieren die simulierten Temperaturen innerhalb der Linienquelle (31) und 30 cm entfernt im Abstrom der Linienquelle (21) lediglich um weniger als 0,01 K (Abbildung 95). Mit steigender Elementanzahl erhöht sich der Rechenaufwand. Für sämtliche weitere Berechnungen des entwickelten Modells wurde die Diskretisierung mit einer Anzahl von etwa 150.000 Elementen gewählt. Dies gewährleistet eine ausreichend große Berechnungsgenauigkeit bei vertretbar kleinem Rechenaufwand.

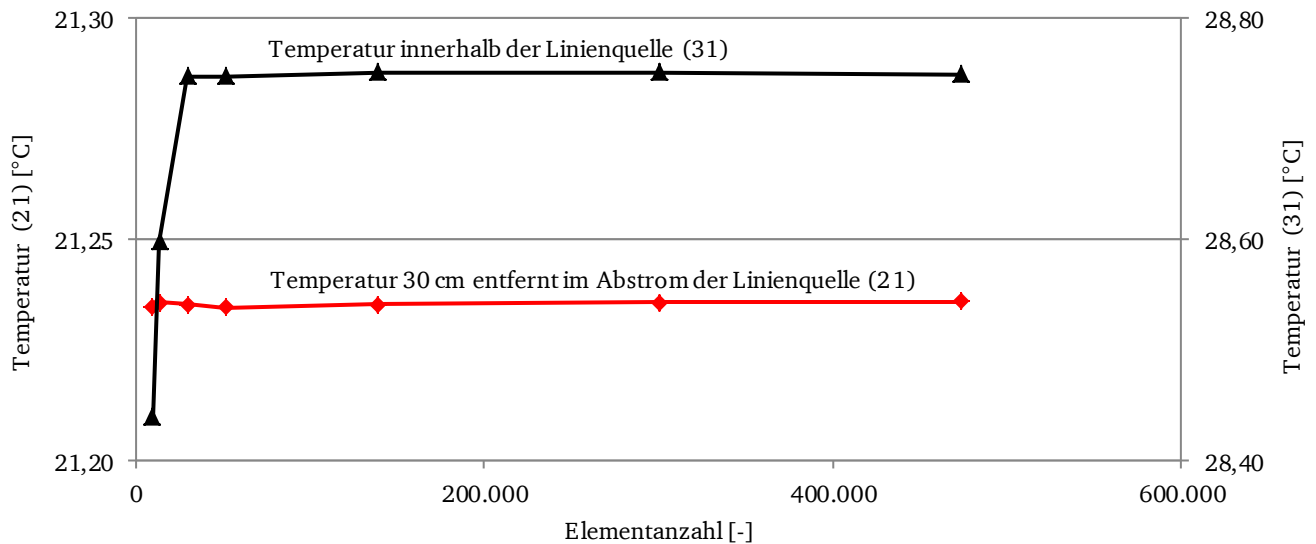


Abbildung 95: Einfluss der Elementanzahl auf die Simulationsergebnisse

Die Simulationsdauer wurde entsprechend den durchgeführten Einzelversuchen mit zwei Tagen gewählt. Die Zeitschrittweite wurde dabei ausgehend von einem Wert im Hundertstelsekundenbereich zu Beginn der Simulation mit Hilfe der automatischen Zeitschrittweiten-Funktion dem Verlauf der Simulation angepasst und kontinuierlich erhöht (Abbildung 96).

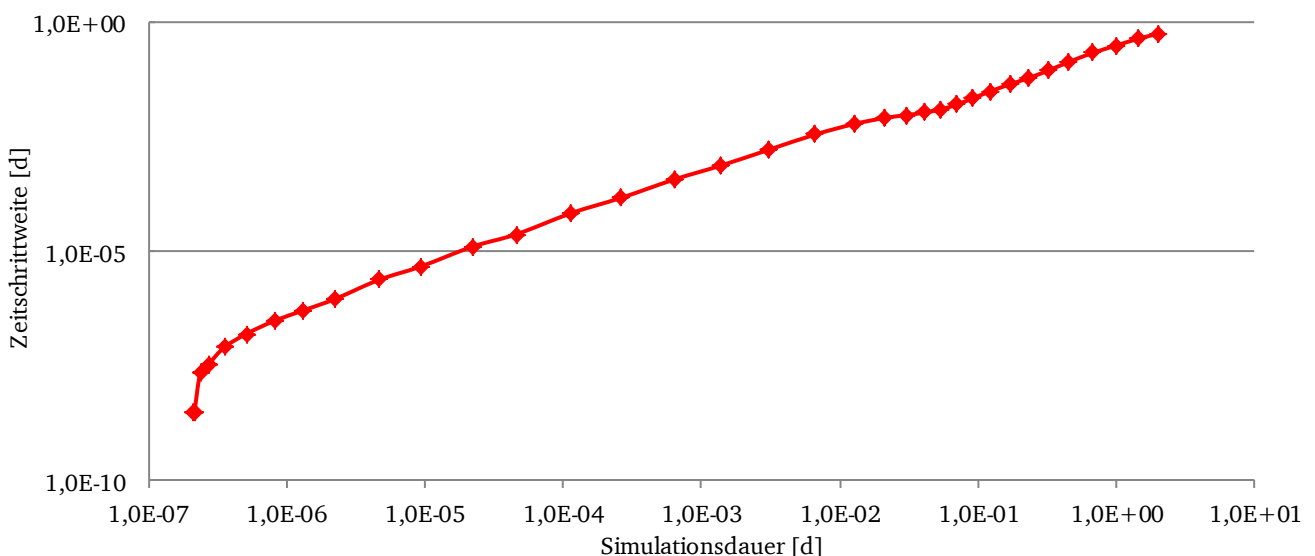


Abbildung 96: Zunahme der Zeitschrittweite über die Simulationsdauer

Durch kleine Zeitschrittweiten kann insbesondere dem raschen Temperaturanstieg innerhalb der Linienquelle zu Beginn der Simulation Rechnung getragen werden. Große Zeitschrittweiten im quasistationären Simulationsbereich verringern den Rechenaufwand.

In der abzubildenden Sensorebene des Laborversuchsstandes sind aufgrund der gewählten Versuchsanordnung einige Anfangs- und Randbedingungen bekannt. Die Anfangstemperatur des abzubildenden Sandes zu Beginn jedes Einzelversuches beträgt konstant über die gesamte Modellebene $20,0^{\circ}\text{C}$ (Abbildung 97).

Die Wasserspiegelhöhen in beiden Vorkammern sind innerhalb jedes Einzelversuchs bekannt und wurden im numerischen Modell über Dirichlet-Randbedingungen erster Art als konstant definiert.

Die auf die Linienquelle eingebrachte Heizleistung wurde während der Einzelversuche gemessen. Im numerischen Modell wurde an einem Knoten innerhalb der Linienquelle die ermittelte konstante Heizleistung über eine Randbedingung vierter Art als konstanter Quellterm definiert. Die Lage des Knotens wurde dabei nicht im Kreismittelpunkt der Linienquelle gewählt, um den Einfluss der Wärmeleitfähigkeit des Silikonöls auf die Temperaturverteilung innerhalb der Linienquelle zu untersuchen (Kapitel 6.4).

Die Temperatur an den Außenrändern der Modellebene wurde im numerischen Modell nicht über eine Randbedingung konstant gehalten. Die Raumtemperatur innerhalb der thermischen Einhausung des Laborversuchsstandes wurde zwar über ein Thermostat temperiert, jedoch ist der zu modellierende Sand innerhalb des Versuchsstandes durch eine 1,5 cm starke Acrylglaswandung und eine 5 cm starke Styroporverkleidung von der temperierten Raumluft getrennt. Dadurch können infolge der eingebrachten Heizleistung auch am Rand des abzubildenden Sandes Temperaturänderungen eintreten, vergleiche (Abbildung 30).

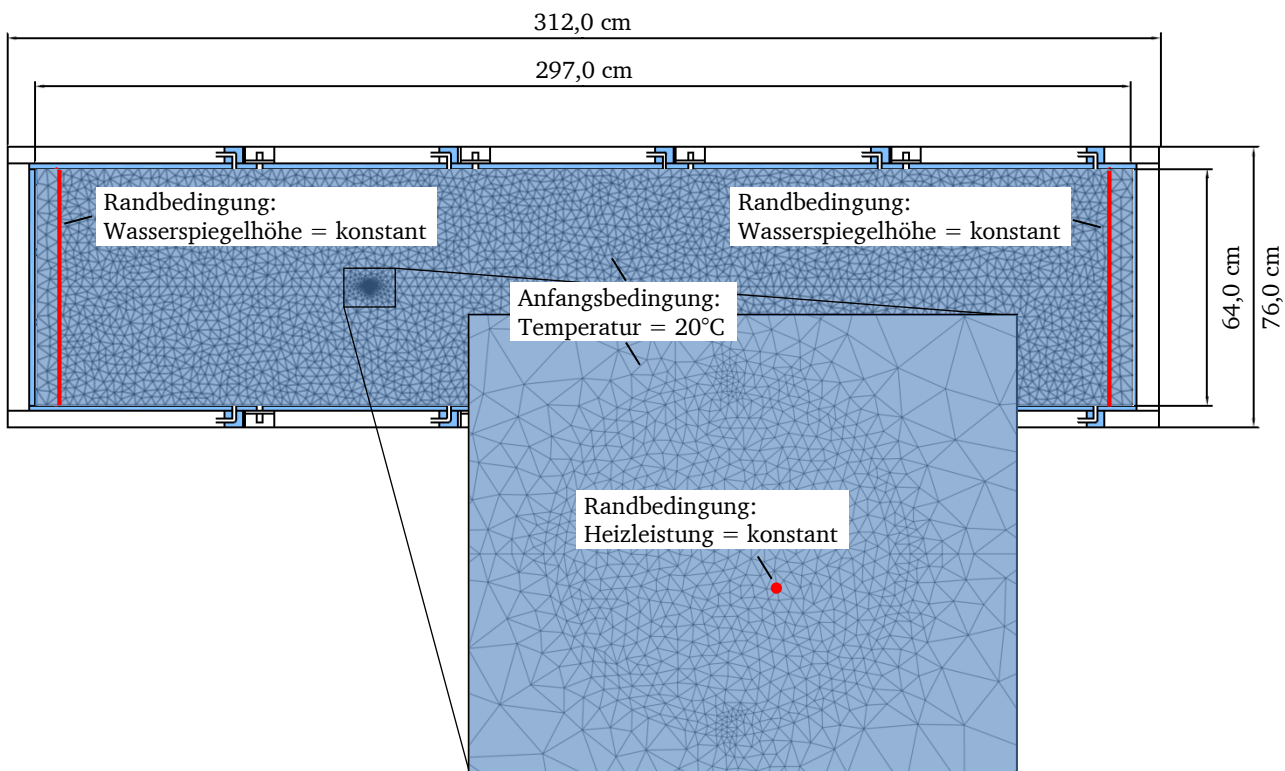


Abbildung 97: Anfangs- und Randbedingungen im numerischen Modell

An den im Zuge der Netzgenerierung erstellten Zwangsknotenpunkten wurden numerische Beobachtungspunkte entsprechend der Lage der Pt 100 Widerstandsthermometer definiert. Mit Hilfe dieser Beobachtungspunkte kann die zeitliche Entwicklung ausgewählter Systemvariablen über den Simulationszeitraum untersucht werden.

6.3. Plausibilitätskontrolle zur Modellverifizierung

Zur Verifizierung wurde das entwickelte Modell zunächst einer Plausibilitätskontrolle unterzogen. Über eine Inhaltsanalyse (content analyzer) wurden die Volumeninhalte des Modellgebietes und die Volumenströme über die Systemgrenzen des Modellgebietes hinaus untersucht. Die Summe der Fläche aller Elemente entspricht dabei der Fläche des Modellgebietes. Das Volumen des im System enthaltenen Wassers entspricht dem vorgegebenen Porenvolumen. Der Sättigungsgrad ist somit 1.

Die im System enthaltene thermische Energie zu Beginn der Simulation der flüssigen bzw. festen Phase entspricht dem Produkt aus der volumetrischen Wärmekapazität, der Anfangstemperatur und dem Volumen der jeweiligen Phase. Die im System enthaltene thermische Energie am Ende der Simulationsdauer entspricht der Summe aus der zu Beginn enthaltenen thermischen Energie und der über die Simulationsdauer zugeführten Heizleistung.

Die Beträge der über die Systemgrenzen ein- und ausfließenden Volumenströme stimmen überein und entsprechen dem Produkt aus dem angelegten hydraulischen Gefälle und dem definierten Durchlässigkeitsbeiwert (Filtergeschwindigkeit). Über eine Partikelverfolgung (particle tracking) kann die zurückgelegte Fließlänge von simulierten Partikeln über die Simulationsdauer überprüft werden. Die im System zurückgelegten Fließlängen ausgewählter Partikel entsprechen dem Produkt aus Abstandsgeschwindigkeit und Simulationsdauer.

Das aufgestellte numerische Modell ist somit plausibel und für numerische Untersuchungen zum Wärmetransportverhalten geeignet.

6.4. Sensitivitätsanalyse

Mit Hilfe des verifizierten numerischen Modells wurde eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Dabei wurden den Materialtypen die in (Tabelle 11) definierten Standardwerte zugewiesen. Jeweils ein Kennwert wurde innerhalb einer gewählten Bandbreite variiert und somit der Einfluss dieses Kennwerts auf das Ergebnis der numerischen Simulation untersucht. Die Simulationsergebnisse (graue, gestrichelte Linie) wurden mit den Messwerten der Pt 100 Widerstandsthermometer innerhalb der Linienquelle (31) und 10 cm im Abstrom der Linienquelle (8) des Einzelversuchs Sz 3a 5 (rote, durchgezogene Linie) verglichen.

Die Wärmeleitfähigkeit der flüssigen Phase des Silikonöls wurde innerhalb einer Bandbreite von $5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $1.000 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (5; 10; 100; $1.000 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) variiert. Aufgrund des definierten Porenanteils des Silikonöls von 1 entspricht dabei die Wärmeleitfähigkeit der flüssigen Phase der Wärmeleitfähigkeit des porösen Mediums. Eine Variation der Wärmeleitfähigkeit des Silikonöls führt nicht zu einer Veränderung der zeitlichen Entwicklung der Temperatur im Abstrom der Linienquelle (8). Innerhalb der Linienquelle (31) führt eine Erhöhung der Wärmeleitfähigkeit des Silikonöls zu einer parallelen Verschiebung der Temperaturzunahme im stationären Bereich der Simulation (Abbildung 98). Ab einem Wert von etwa $100 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ hat eine weitere Erhöhung der Wärmeleitfähigkeit des Silikonöls lediglich einen geringen Einfluss auf die Temperaturentwicklung innerhalb des Modells.

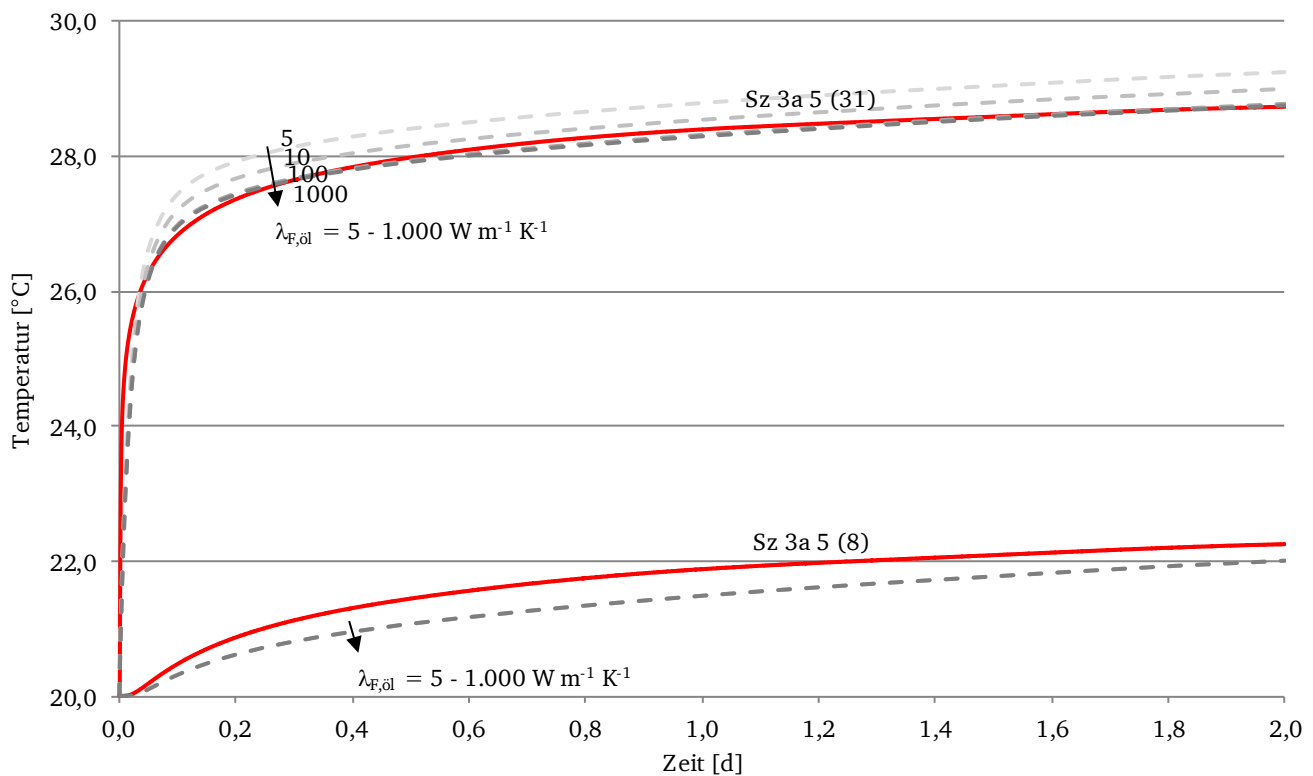


Abbildung 98: Sensitivitätsanalyse – Variation der Wärmeleitfähigkeit des Silikonöls

Die Zunahme der Temperatur in Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit des Silikonöls ist durch die Temperaturverteilung innerhalb der Linienquelle zu erklären. Wärmeleitfähigkeiten kleiner als $100 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ führen zu einer ungleichmäßigen Temperaturverteilung innerhalb der Linienquelle und zu höheren Temperaturen im Nahbereich der punktuellen Wärmequelle (Abbildung 99).

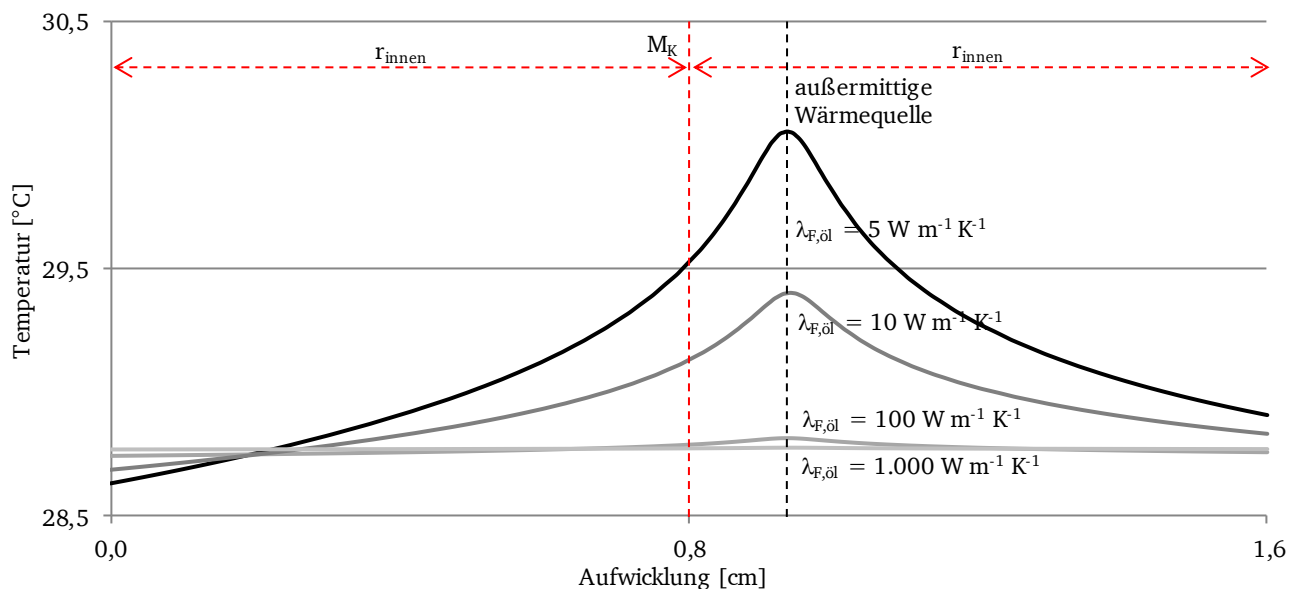


Abbildung 99: Sensitivitätsanalyse - Temperaturverteilung innerhalb der Linienquelle

Um den Einfluss einer ungleichmäßigen Temperaturverteilung innerhalb der Linienquelle zu verdeutlichen, wurde die Wärmequelle nicht im Kreismittelpunkt M_K der Linienquelle, sondern außermittig angeordnet. Infolge der ungleichmäßigen Temperaturverteilung bei niedrigeren Wärmeleitfähigkeiten kommt es zu höheren Temperaturen in dem Bereich des Innenrandes des Kupferstabes, dessen Entfernung zur Wärmequelle am geringsten ist. Eine Wärmeleitfähigkeit von über $100 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ gewährleistet eine gleichmäßige Temperaturverteilung innerhalb der Linienquelle und simuliert somit das aufgrund von Dichteunterschieden innerhalb der Linienquelle zirkulierende Silikonöl. Es empfiehlt sich daher eine Wärmeleitfähigkeit größer $100 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ für das Silikonöl anzunehmen.

Die volumetrische Wärmekapazität der flüssigen Phase des Silikonöls wurde in einer Bandbreite von $1 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ bis $40 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ ($1; 10; 15; 25; 40 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$) variiert. Aufgrund des definierten Porenanteils des Silikonöls von 1 entspricht dabei die Wärmekapazität der flüssigen Phase der Wärmekapazität des porösen Mediums. Die Sensitivitätsanalyse zeigte, dass eine Variation der Wärmekapazität keinen Einfluss auf die Temperaturzunahme des 10 cm von der Linienquelle entfernten Beobachtungspunktes (8) hat. Jedoch besteht eine Abhängigkeit der Temperaturzunahme im Inneren der Linienquelle (31) zu Beginn der Simulation ($< 0,6 \text{ d}$) von der Wärmekapazität. Je höher die volumetrische Wärmekapazität des Silikonöls ist, umso geringer ist die Temperaturzunahme zu Beginn der Simulation. Ab einer Simulationsdauer von etwa einem Tag hat der Wert der Wärmekapazität keinen Einfluss mehr auf die Temperatur innerhalb der Linienquelle. Eine sehr gute Übereinstimmung der Temperaturzunahme der Simulationen mit den Messdaten des Einzelversuchs Sz 3a 5 zeigte sich bei einer gewählten volumetrischen Wärmekapazität des Silikonöls von $15 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ (Abbildung 100).

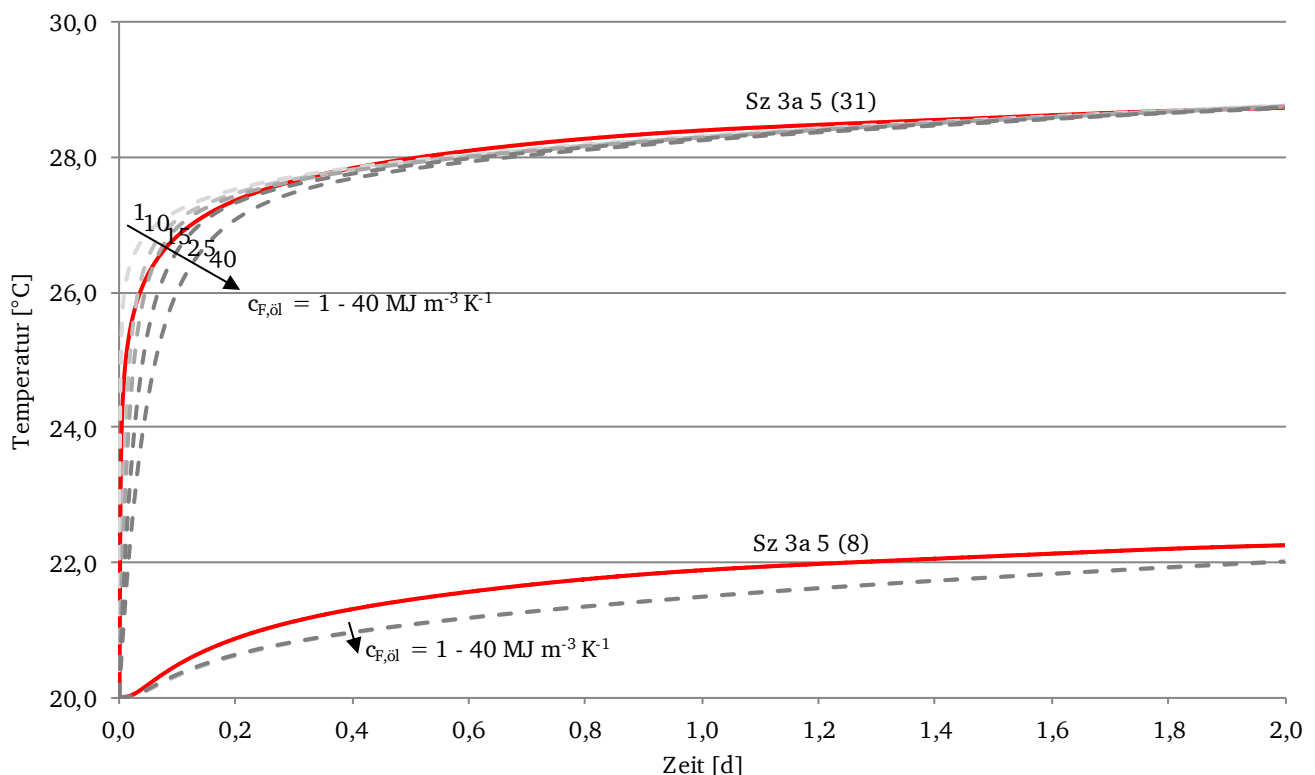


Abbildung 100: Sensitivitätsanalyse – Variation der Wärmekapazität des Silikonöls

Die Wärmeleitfähigkeit der festen Phase des Kupfers wurde in einer Bandbreite von $0,05 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $0,07 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ($0,05; 0,054; 0,056; 0,06; 0,07 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) variiert. Aufgrund des definierten Porenanteils des Kupfers von 0 entspricht dabei die Wärmeleitfähigkeit der festen Phase der Wärmeleitfähigkeit des porösen Mediums. Die Sensitivitätsanalyse zeigte, dass die Wärmeleitfähigkeit des Kupfers nur einen geringen Einfluss auf die Temperaturentwicklung des 10 cm von der Linienquelle entfernten Beobachtungspunktes (8) zu Beginn der Simulation ($< 0,4 \text{ d}$) hat. Weiterhin zeigte sich, dass bereits

eine geringe Variation der Wärmeleitfähigkeit des Kupfers einen deutlichen Einfluss auf die Temperatur innerhalb der Linienquelle (31) hat (Abbildung 101). Dabei führt die Variation der Wärmeleitfähigkeit des Kupfers zu einer parallelen Verschiebung der Temperaturkurve im stationären Bereich. Je höher die Wärmeleitfähigkeit ist, desto geringer ist die Temperatur innerhalb der Linienquelle. Ein Kupferstab mit geringer Wärmeleitfähigkeit staut die über die Wärmequelle eingebrachte thermische Energie innerhalb der Linienquelle auf und führt hier zu hohen Temperaturen, während ein Kupferstab mit hoher Wärmeleitfähigkeit die thermische Energie aus dem Inneren der Linienquelle besser ableitet. Über die Variation der Wärmeleitfähigkeit des Kupfers kann die Temperatur innerhalb der Linienquelle durch die parallele Verschiebung der Temperaturkurve variiert werden. Diese parallele Verschiebung der Temperaturkurve hat auf die Ermittlung der Wärmeleitfähigkeit des geothermischen Systems über die Kelvinsche Linienquellentheorie keinen Einfluss.

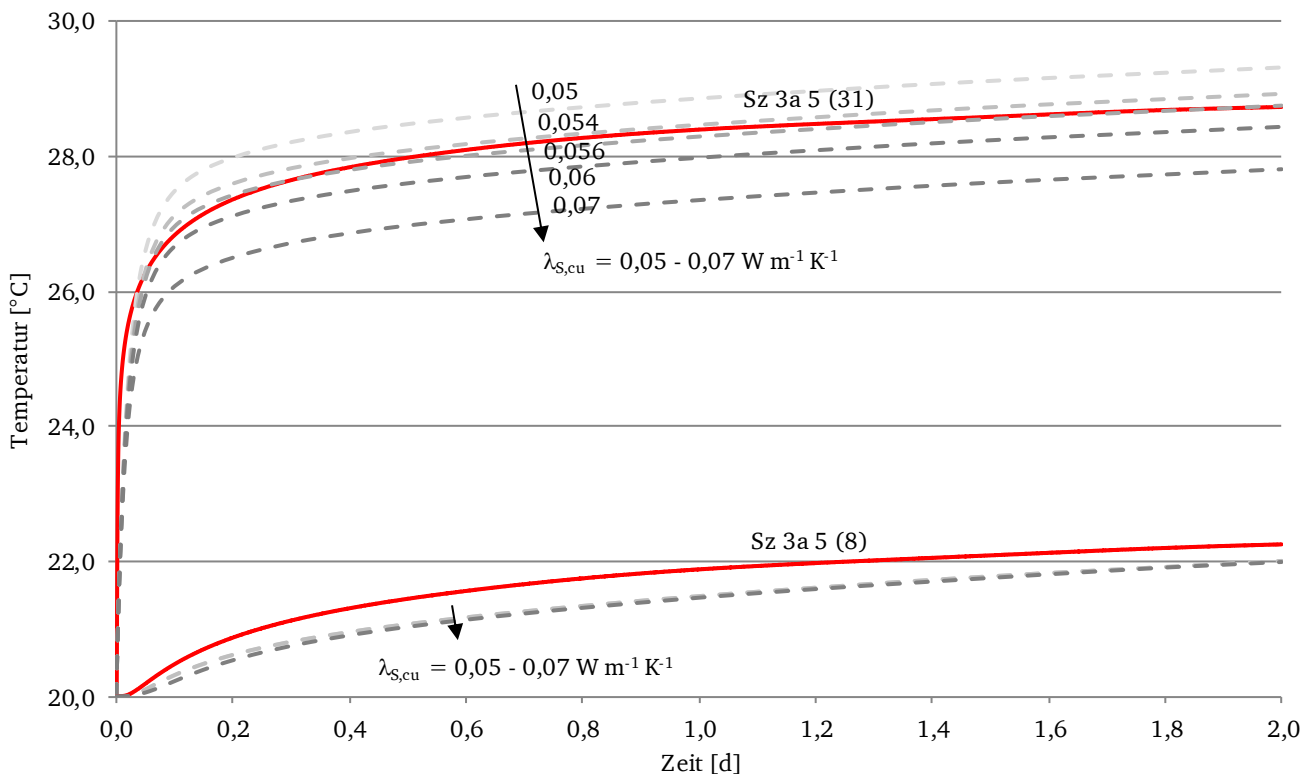


Abbildung 101: Sensitivitätsanalyse – Variation der Wärmeleitfähigkeit des Kupfers

Die volumetrische Wärmekapazität der festen Phase des Kupfers wurde in einer Bandbreite von $0,03 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ bis $300 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ ($0,03$; $3,45$; 30 ; 100 ; $300 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$) variiert. Aufgrund des definierten Porenanteils des Kupfers von 1 entspricht dabei die Wärmekapazität der festen Phase der Wärmekapazität des porösen Mediums. Die Variation der Wärmekapazität des Kupfers hat lediglich zu Beginn der Simulation ($< 0,8 \text{ d}$) einen geringen Einfluss auf die Temperaturentwicklung im Beobachtungspunkt (8). Es zeigt sich jedoch ein deutlicher Einfluss der Wärmekapazität des Kupfers auf die Temperaturentwicklung zu Beginn der Simulation innerhalb der Linienquelle (31). Dabei hat eine hohe volumetrische Wärmekapazität eine geringe Temperaturzunahme im Inneren der Linienquelle zur Folge, während eine hohe Wärmekapazität zu Beginn der Simulationsdauer zu einer großen Temperatursteigung führt. Werte der volumetrischen Wärmekapazität kleiner als $3,45 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ führen zu keiner erkennbaren Änderung der Temperaturkurven (Abbildung 102).

Der gemäß [Verein Deutscher Ingenieure 2006] empfohlene Wert der volumetrischen Wärmekapazität von reinem Kupfer von $3,45 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ führt zu einer guten Übereinstimmung der simulierten Temperaturentwicklung und der Messdaten des Einzelversuchs Sz 3a 5.

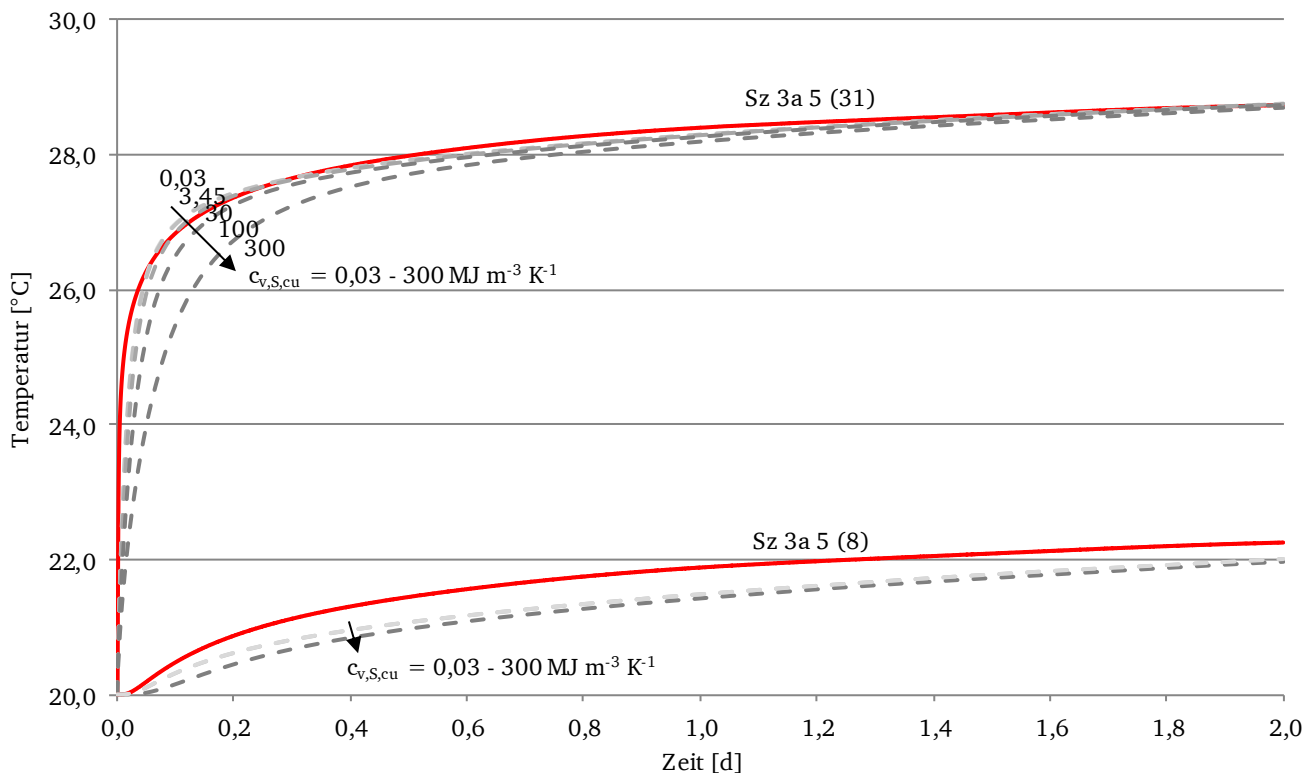


Abbildung 102: Sensitivitätsanalyse – Variation der Wärmekapazität des Kupfers

Die Variation der Wärmeleitfähigkeit und der Wärmekapazität des Silikonöls und des Kupfers führten wie gezeigt vorrangig zu Temperaturveränderungen innerhalb der Linienquelle (31). An dem 10 cm von der Linienquelle entfernten Beobachtungspunkt (8) konnten lediglich geringe Temperaturänderungen infolge der Variation dieser Kennwerte festgestellt werden. Anders verhält es sich bei der Variation der Kennwerte des wassergesättigten Sandes, wie im Folgenden dargelegt wird.

Die Wärmeleitfähigkeit der festen Phase des Sandes wurde in einer Bandbreite von 2,9 W m⁻¹ K⁻¹ bis 5,4 W m⁻¹ K⁻¹ (2,9; 3,5; 3,82; 4,4; 5,4 W m⁻¹ K⁻¹) variiert. Mit dem für das Szenario Sz 3a bestimmten Porenanteil des Sandes der Körnung 105 von 0,46 ergeben sich über (2.39) Wärmeleitfähigkeiten des porösen Mediums zwischen 2,0 W m⁻¹ K⁻¹ und 3,0 W m⁻¹ K⁻¹. Dies entspricht der empfohlenen Bandbreite der Wärmeleitfähigkeiten für wassergesättigte Sande nach [VDI-4640-1 2010].

Die Sensitivitätsanalyse zeigte, dass die Variation der Wärmeleitfähigkeit des wassergesättigten Sandes einen deutlichen Einfluss auf die Temperaturzunahme sowohl innerhalb der Linienquelle (31) als auch 10 cm von der Linienquelle (8) entfernt hat. Je größer die Wärmeleitfähigkeit ist, desto kleiner ist die Temperatursteigung und dementsprechend die Temperatur nach einer Simulationsdauer von zwei Tagen (Abbildung 103).

Die volumetrische Wärmekapazität der festen Phase des Sandes wurde in einer Bandbreite von 1,25 MJ m⁻³ K⁻¹ bis 2,55 MJ m⁻³ K⁻¹ (1,25; 1,72; 2,55 MJ m⁻³ K⁻¹) variiert. Mit dem für das Szenario Sz 3a bestimmten Porenanteil des Sandes der Körnung 105 von 0,46 ergeben sich über (2.39) Wärmekapazitäten des porösen Mediums zwischen 2,6 MJ m⁻³ K⁻¹ und 3,3 MJ m⁻³ K⁻¹. Diese Bandbreite wurde aufgrund des relativ hohen Messwertes der Wärmekapazität der festen Phase gewählt, auch wenn sie etwas über der nach [VDI-4640-4 2004] empfohlenen Bandbreite der volumetrischen Wärmekapazitäten für wassergesättigte Sande von 2,2 MJ m⁻³ K⁻¹ bis 2,9 MJ m⁻³ K⁻¹ liegt.

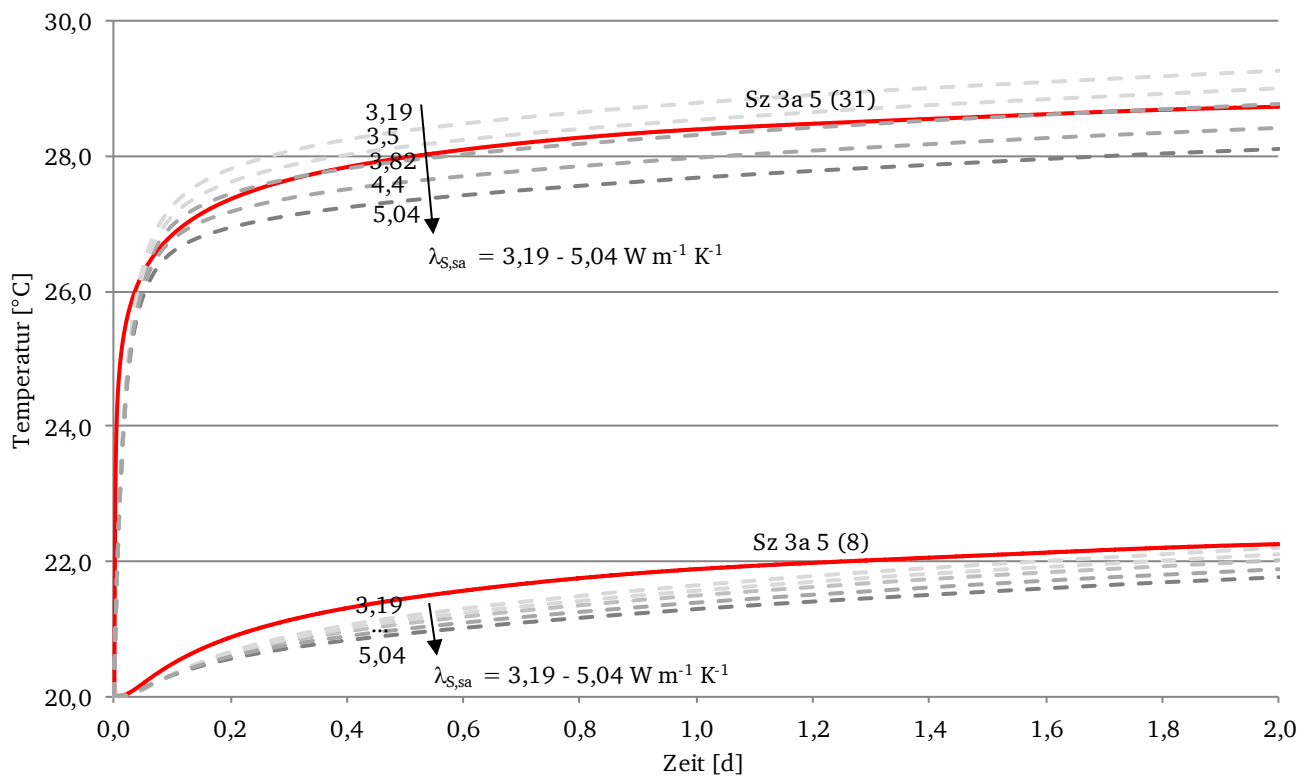


Abbildung 103: Sensitivitätsanalyse – Variation der Wärmeleitfähigkeit des Sandes

Die Variation der Wärmekapazität der festen Phase des Sandes in der gewählten Bandbreite verdeutlicht, dass die Wärmekapazität des Sandes einen vergleichsweise geringen Einfluss auf die Temperaturzunahme sowohl innerhalb der Linienquelle (31) als auch 10 cm davon entfernt (8) hat (Abbildung 104).

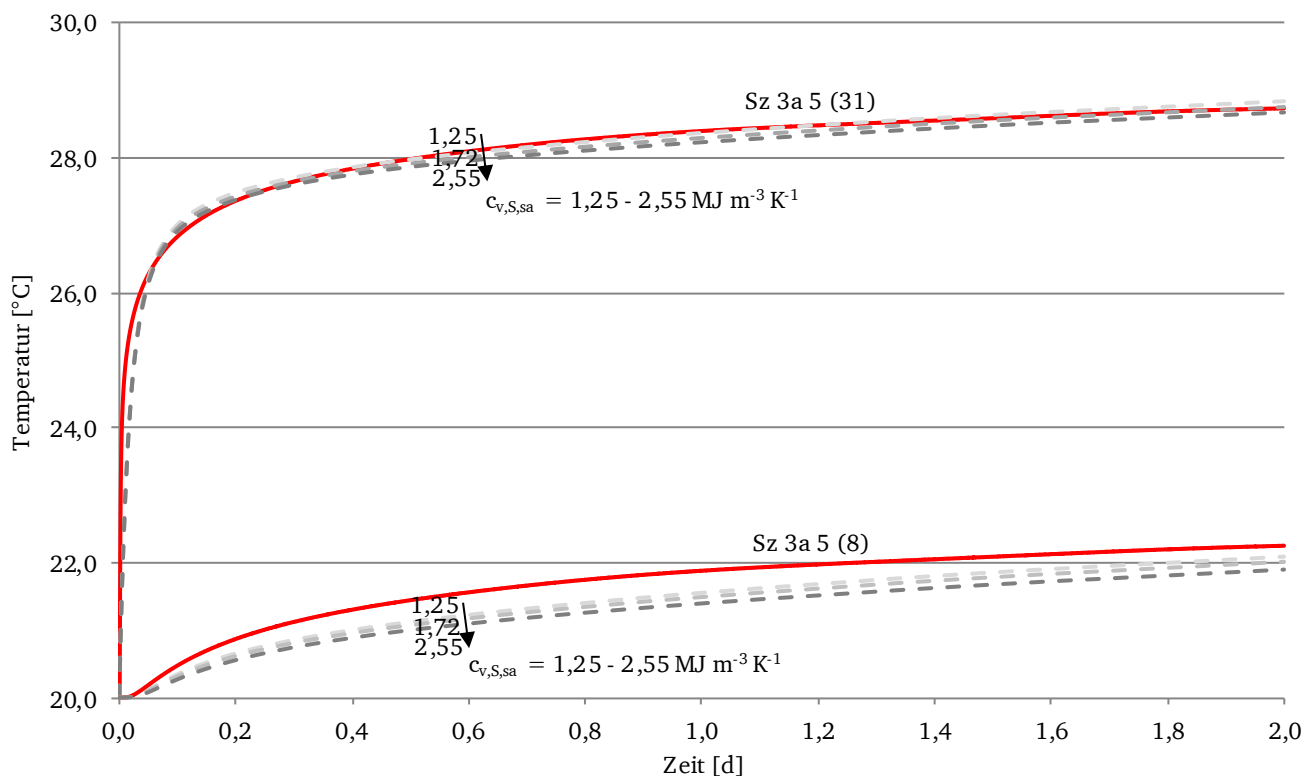


Abbildung 104: Sensitivitätsanalyse – Variation der Wärmekapazität des Sandes

Die Werte des Porenanteils des wassergesättigten Sandes wurden in einer Bandbreite von 0,38 bis 0,49 (0,38; 0,46; 0,49) variiert. Diese Bandbreite entspricht den im Labor ermittelten Werten des maximalen Porenanteils bei lockerster Lagerung und des minimalen Porenanteils bei dichtester Lagerung des Sandes der Körnung 105. Der Porenanteil geht als Wichtungsparemeter in die Berechnung der Wärmeleitfähigkeit und der Wärmekapazität des porösen Mediums über das harmonische Mittel ein. Aufgrund der vergleichsweise geringen Wärmeleitfähigkeit von Wasser gegenüber der Kornmatrix führt ein großer Porenanteil zu kleinen Wärmeleitfähigkeiten des porösen Mediums, während ein großer Porenanteil aufgrund der relativ geringen Wärmekapazität der Kornmatrix gegenüber Wasser gleichzeitig eine große Wärmekapazität zur Folge hat. Weiterhin führt ein großer Porenanteil bei gleicher Filtergeschwindigkeit zu einer kleinen Abstandsgeschwindigkeit und somit zu einer geringeren zurückgelegten Fließlänge eines exemplarischen Wasserteilchens.

Aufgrund der relativ geringen Bandbreite des Porenanteils des äußerst gleichförmigen Sandes führt die Variation des Porenanteils, trotz des Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit und die Wärmekapazität des Sandes sowie der Abstandsgeschwindigkeit der fluiden Phase, lediglich zu geringen Änderungen der Temperatursteigungen innerhalb der Linienquelle (31). Auf den Beobachtungspunkt (8) zeigt die Variation des Porenanteils des Sandes keinen Einfluss (Abbildung 105).

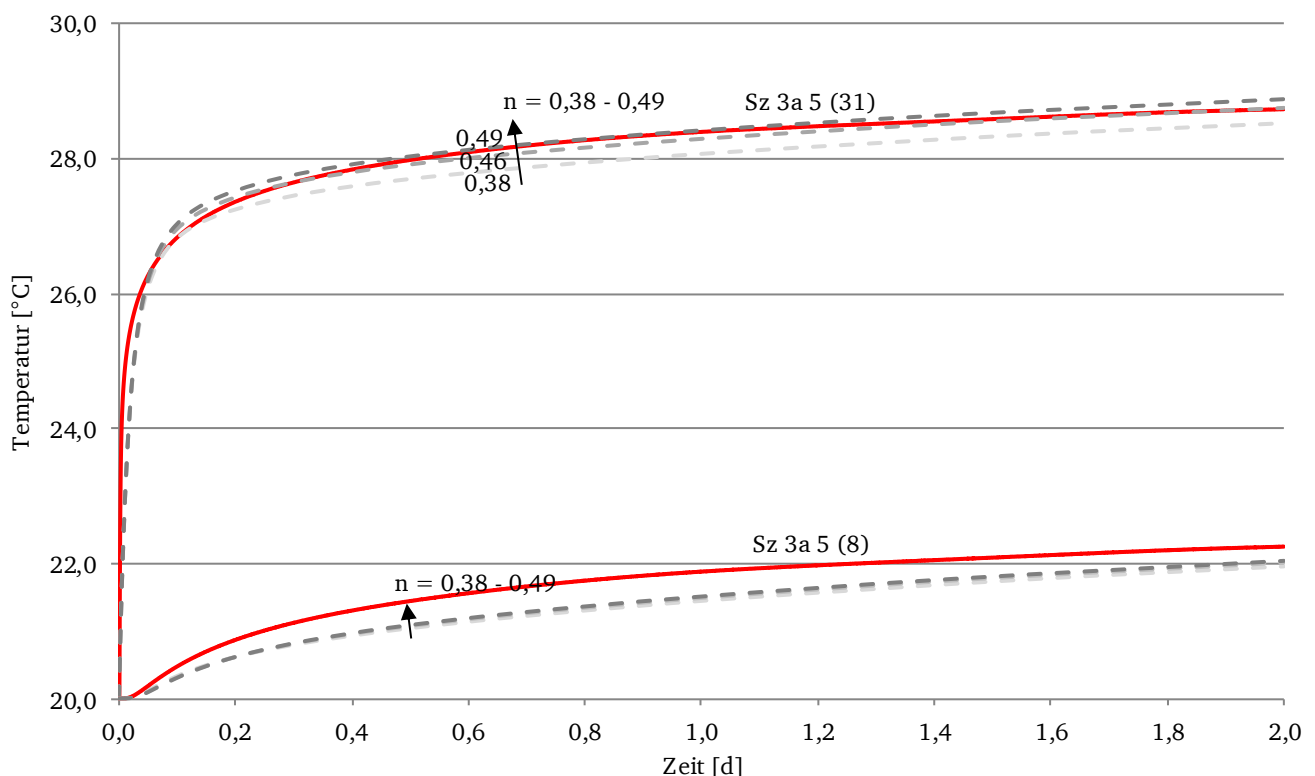


Abbildung 105: Sensitivitätsanalyse – Variation des Porenanteils des Sandes

Die Filtergeschwindigkeit wurde entsprechend den Einzelversuchen Sz 3a 3 bis Sz 3a 7 zwischen 0 m d^{-1} und $0,81 \text{ m d}^{-1}$ (0; 0,16; 0,31; 0,45; $0,81 \text{ m d}^{-1}$) variiert. Hierzu wurde das hydraulische Gefälle über die Randbedingungen der konstanten Wasserspiegellhöhen an den Vorkammern entsprechend dem definierten Durchlässigkeitsbeiwert des Sandes variiert.

Es zeigte sich, dass die Filtergeschwindigkeit einen deutlichen Einfluss auf die Temperatursteigung sowohl innerhalb der Linienquelle (31) als auch 10 cm von der Linienquelle entfernt (8) hat. Dabei führte eine hohe Filtergeschwindigkeit zu kleinen Temperatursteigungen, während eine kleine Filtergeschwindigkeit eine große Temperatursteigung zur Folge hat (Abbildung 106). Die Variation der Filtergeschwindigkeit wirkt sich auf die Temperatursteigung innerhalb der Linienquelle erst nach etwa

0,1 d aus. Dies entspricht der Zeit des Wärmedurchgangs durch das Kupferrohr. Am Beobachtungspunkt (8) führten zudem höhere Filtergeschwindigkeiten zu größeren Temperatursteigungen zu Beginn der Simulation ($< 0,3$ d). Dies ist dadurch zu begründen, dass eine höhere Filtergeschwindigkeit und somit eine höhere Abstandsgeschwindigkeit die auf die Linienquelle eingebrachte thermische Energie schneller zu dem im Abstrom der Linienquelle lokalisierten Beobachtungspunkt (8) transportiert.

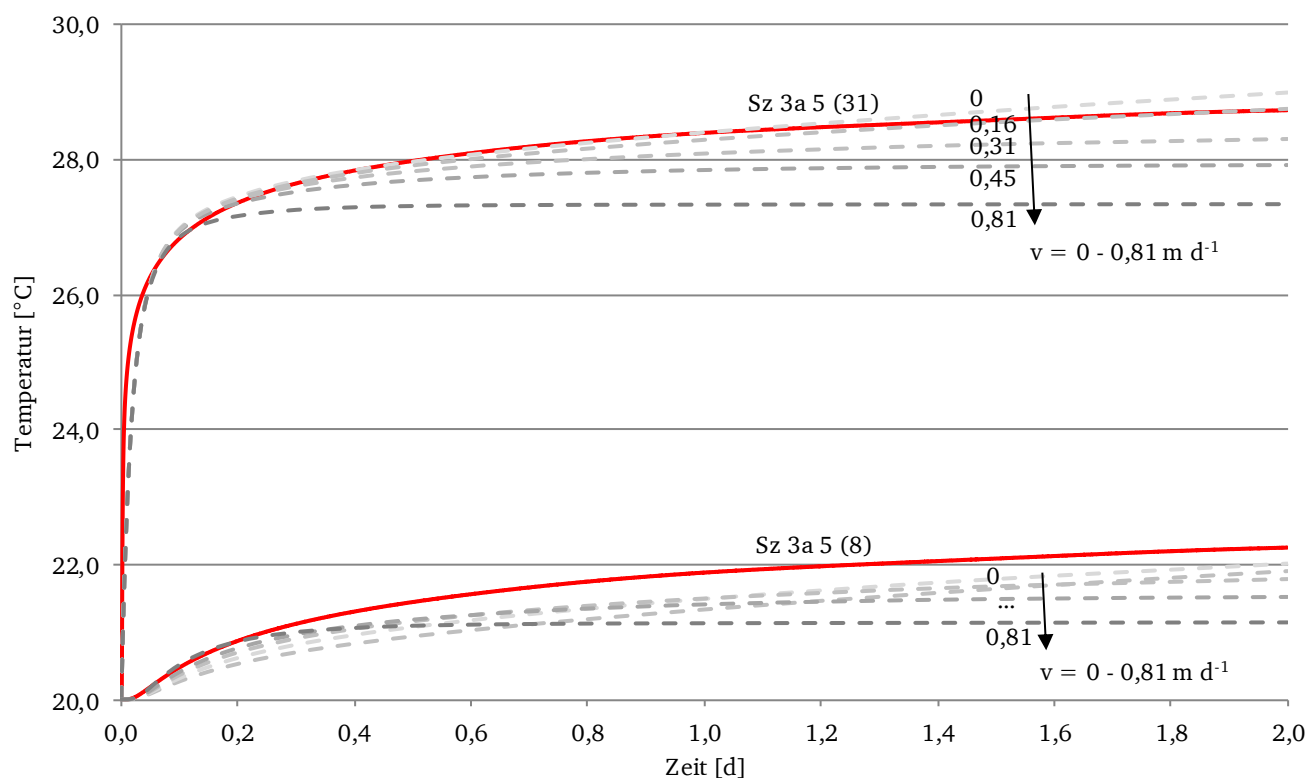


Abbildung 106: Sensitivitätsanalyse – Variation der Filtergeschwindigkeit

Die longitudinale Dispersivität wurde im Zuge der Sensitivitätsanalyse im Bereich zwischen 0 m und 0,01 m variiert (0; 0,01; 0,001 m). Die transversale Dispersivität wurde jeweils eine Zehnerpotenz kleiner als die longitudinale Dispersivität gewählt. Diese Bandbreite entspricht den für Laborversuche typischen Werten, vergleiche (Kapitel 2.3.1).

Es zeigte sich, dass die Variation der longitudinalen und transversalen Dispersivität auf die Temperaturkurve des Beobachtungspunktes (8) keinen und auf die Temperaturkurve innerhalb der Linienquelle (31) nur einen vergleichsweise geringen Einfluss hat (Abbildung 107). Der geringe Einfluss der Dispersivität auf die Temperaturkurven ist mit den gegenüber Feldversuchen vergleichsweise geringen Abmessungen des Laborversuchsstandes und dem verwendeten homogenen, enggestuften Sand zu begründen.

Innerhalb der Linienquelle führten größere longitudinale und transversale Dispersivitäten ähnlich einer größeren Filtergeschwindigkeit zu kleineren Temperatursteigungen. Die Ähnlichkeit der Variation der Dispersivität zur Variation der Filtergeschwindigkeit ist dadurch zu begründen, dass beide Wärmetransportmechanismen den Wärmetransport durch Grundwasserströmung beeinflussen.

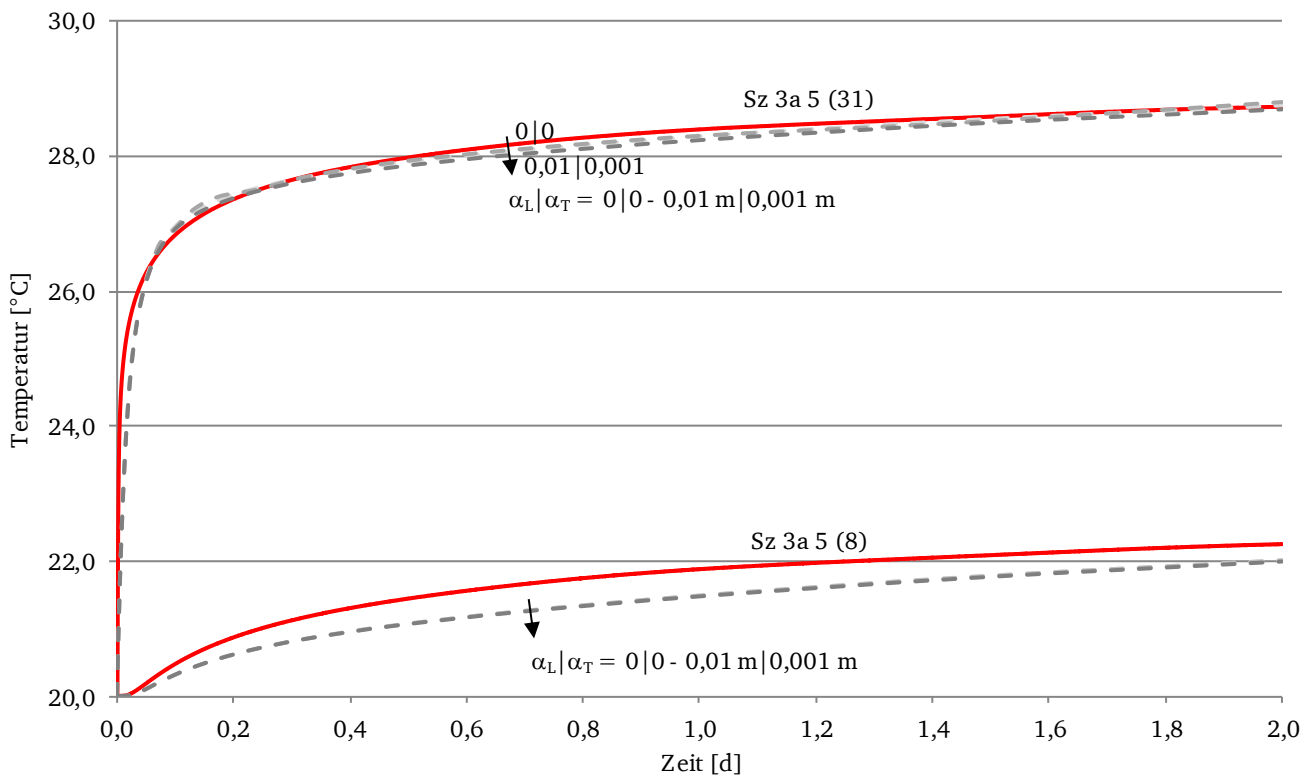


Abbildung 107: Sensitivitätsanalyse – Variation der longitudinalen und transversalen Dispersivität

6.5. Kalibrierung des numerischen Modells

Im Zuge der Modellkalibrierung wurden die experimentell gewonnenen Daten des Szenario Sz 3a 5 als Referenzszenario herangezogen, bei dem eine Filtergeschwindigkeit von $0,16 \text{ m d}^{-1}$ und eine Heizleistung von $23,3 \text{ W m}^{-1}$ anlag (Tabelle 7). Dabei wurden die nicht in Vorversuchen ermittelten Kennwerte der Materialtypen Sand, Kupfer und Silikonöl innerhalb der in (Tabelle 11) zusammengefassten Bandbreiten variiert, bis sich eine optimale Übereinstimmung der numerischen Simulation mit den gemessenen Labordaten ergab.

Ein Vergleich der Ergebnisse der numerischen Simulation (graue, gestrichelte Linie) mit den experimentell gewonnenen Labordaten des Szenarios Sz 3a 5 (rote, durchgezogene Linie) wird in (Abbildung 108) gegeben. Der Übersichtlichkeit halber sind lediglich die Temperaturzunahmen innerhalb der Linienquelle (31), am Rand der Linienquelle (11), 10 cm im Abstrom der Linienquelle (8) und 30 cm im Abstrom der Linienquelle (21) dargestellt, vergleiche (Abbildung 16).

Die Temperatursteigungen der Beobachtungspunkte (31), (11) und (8) der numerisch erzeugten Daten stimmen mit den experimentell ermittelten Temperatursteigungen des Szenarios Sz 3a 5 gut überein. Lediglich die numerisch ermittelte Temperatursteigung des Beobachtungspunktes (21) ist etwas größer als die im Labor bestimmte Temperatursteigung. Am Beobachtungspunkt (8), der sich 10 cm von der Linienquelle entfernt im Abstrom befindet, zeigt sich eine parallele Verschiebung zwischen den numerischen und experimentell gewonnenen Ergebnissen. Insgesamt kann jedoch eine gute Übereinstimmung zwischen den numerischen Ergebnissen und den experimentell gewonnenen Daten des Szenarios Sz 3a 5 festgestellt werden. Mit Hilfe der Sensitivitätsanalyse konnte das numerische Modell für das Szenario Sz 3a 5 kalibriert werden.

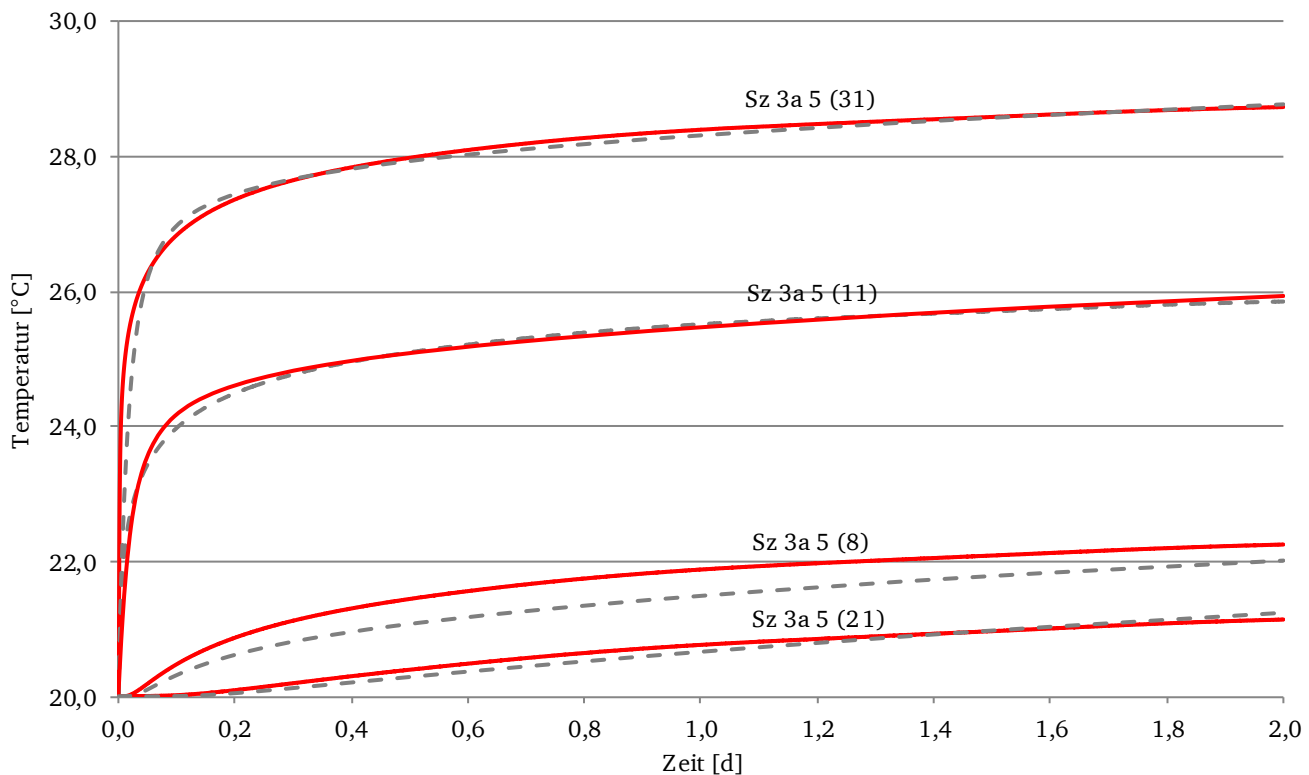


Abbildung 108: Modellkalibrierung – Vergleich der numerischen Ergebnisse mit Sz 3a 5

6.6. Validierung des numerischen Modells

Das entwickelte, verifizierte und anhand der experimentell gewonnenen Daten des Szenarios Sz 3a 5 kalibrierte Modell wurde in einem weiteren Schritt validiert. Hierbei wurden die Kennwerte der Materialtypen entsprechend den Standardwerten (Tabelle 11) definiert. Jedoch wurde das hydraulische Gefälle und somit die Filtergeschwindigkeit zu 0 gewählt und die Heizleistung als Quellterm zwischen $14,8 \text{ W m}^{-1}$ und $40,1 \text{ W m}^{-1}$ ($14,8; 23,3; 31,8; 40,1 \text{ W m}^{-1}$) variiert. Durch die Anpassung der Filtergeschwindigkeit und die Variation der Heizleistung wurden die experimentell gewonnenen Daten der Szenarien Sz 3a 7 bis Sz 3a 10 simuliert. Die Ergebnisse der Modellvalidierung anhand der Szenarien Sz 3a 7 bis Sz 3a 10 sind nachfolgend dargestellt (Abbildung 109). Darin sind der Übersichtlichkeit halber lediglich die numerisch erzeugten Temperatursteigungen (graue, gestrichelte Linie) vergleichend zu den experimentell gewonnenen Temperatursteigungen (rote, durchgezogene Linie) des Beobachtungspunktes (31) innerhalb der Linienquelle der untersuchten Szenarien abgebildet.

Erwartungsgemäß zeigte sich die beste Übereinstimmung zwischen den experimentell gewonnenen Daten und den Ergebnissen der numerischen Simulation für das Szenario Sz 3a 7, da dieses Szenario bis auf eine geringe Variation der Filtergeschwindigkeit dem zur Kalibrierung verwendeten Szenario Sz 3a 5 entspricht.

Die numerisch erzeugten Temperatursteigungen der Szenarien Sz 3a 8 bis Sz 3a 10 sind geringfügig kleiner als die experimentell ermittelten Temperatursteigungen. Ein systematischer Fehler kann aufgrund der variierenden Differenzen der Steigungen jedoch nicht abgeleitet werden. Insgesamt ergibt sich eine gute Übereinstimmung zwischen den numerisch erzeugten und experimentell gewonnenen Daten.

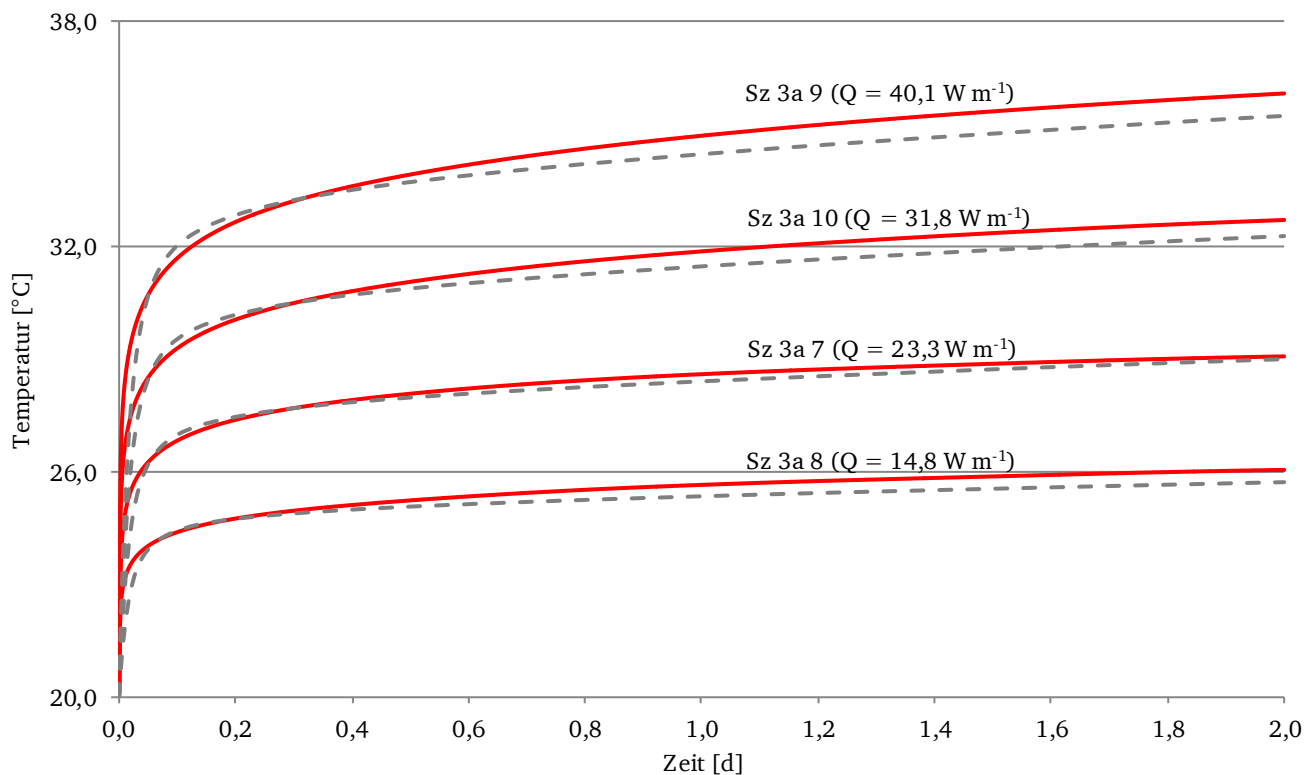


Abbildung 109: Modellvalidierung – Variation der Heizleistung

Durch die Variation der Heizleistung wurde das aufgestellte numerische Modell anhand der Szenarien Sz 3a 7 bis Sz 3a 10 für den Sand der Körnung 105 validiert. Um die Validität des numerischen Modells auch hinsichtlich anderer Sedimente zu untersuchen, wurden zudem die experimentellen Ergebnisse der Szenarien Sz 1b herangezogen, in denen der Sand der Körnung 103 verwendet wurde.

Hierfür wurden im numerischen Modell die Kennwerte des Sandes der Körnung 105 denen des Sandes der Körnung 103 angepasst. Mit Ausnahme der Wärmeleitfähigkeit des Kupfers wurden sämtliche Kennwerte des Kupfers und des Silikonöls unverändert beibehalten, vergleiche (Tabelle 11). Durch die Variation der Wärmeleitfähigkeit des Kupfers konnte der ungleichmäßigen Temperaturverteilung entlang der Längsachse der Linienquelle Rechnung getragen werden, vergleiche (Kapitel 4.3).

Ein Vergleich der Ergebnisse der numerischen Simulation (graue, gestrichelte Linie) mit den experimentell gewonnenen Labordaten des Szenarios Sz 1b 10 (rote, durchgezogene Linie) wird in (Abbildung 110) gegeben. Darin wurde neben den Kennwerten des Sandes und der Wärmeleitfähigkeit des Kupfers durch Veränderung des hydraulischen Gefälles auch die Filtergeschwindigkeit entsprechend dem Szenario Sz 1b 10 zu $0,20 \text{ m d}^{-1}$ angepasst. Der Übersichtlichkeit halber sind lediglich die Temperatursteigungen innerhalb der Linienquelle (31), am Rand der Linienquelle (11), in 10 cm (8) und in 30 cm (21) Abstand von der Linienquelle in Abstromrichtung dargestellt, vergleiche (Abbildung 16).

Die Temperatursteigungen der Beobachtungspunkte (31), (11), (8) und (21) der numerisch erzeugten Daten stimmen mit den experimentell ermittelten Steigungen des Szenarios Sz 1b 10 gut überein. An den Beobachtungspunkten (8) und (11) zeigt sich jedoch eine parallele Verschiebung zwischen den numerischen und experimentell gewonnenen Ergebnissen. Insgesamt kann eine gute Übereinstimmung zwischen den numerischen Ergebnissen und den experimentell gewonnenen Daten des Szenarios Sz 1b 10 festgestellt werden.

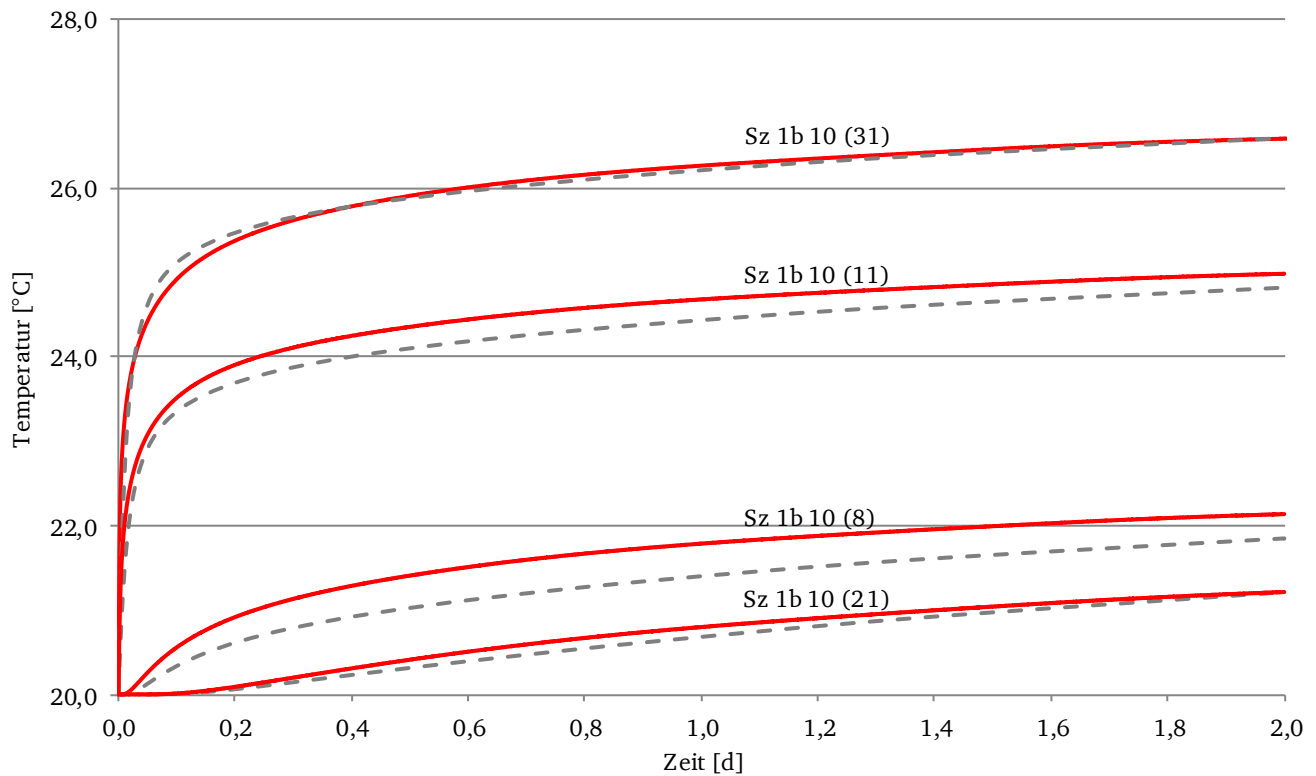


Abbildung 110: Modellvalidierung – Vergleich der numerischen Ergebnisse mit Sz 1b 10

In einer weiteren Studie wurde zur Validierung des numerischen Modells des Sandes der Körnung 103 die Filtergeschwindigkeit entsprechend den Szenarien Sz 1b 3 bis Sz 1b 11 zwischen $0,05 \text{ m d}^{-1}$ und $1,03 \text{ m d}^{-1}$ ($0,05; 0,20; 0,43; 0,54; 0,74; 1,03 \text{ m d}^{-1}$) variiert (Abbildung 111).

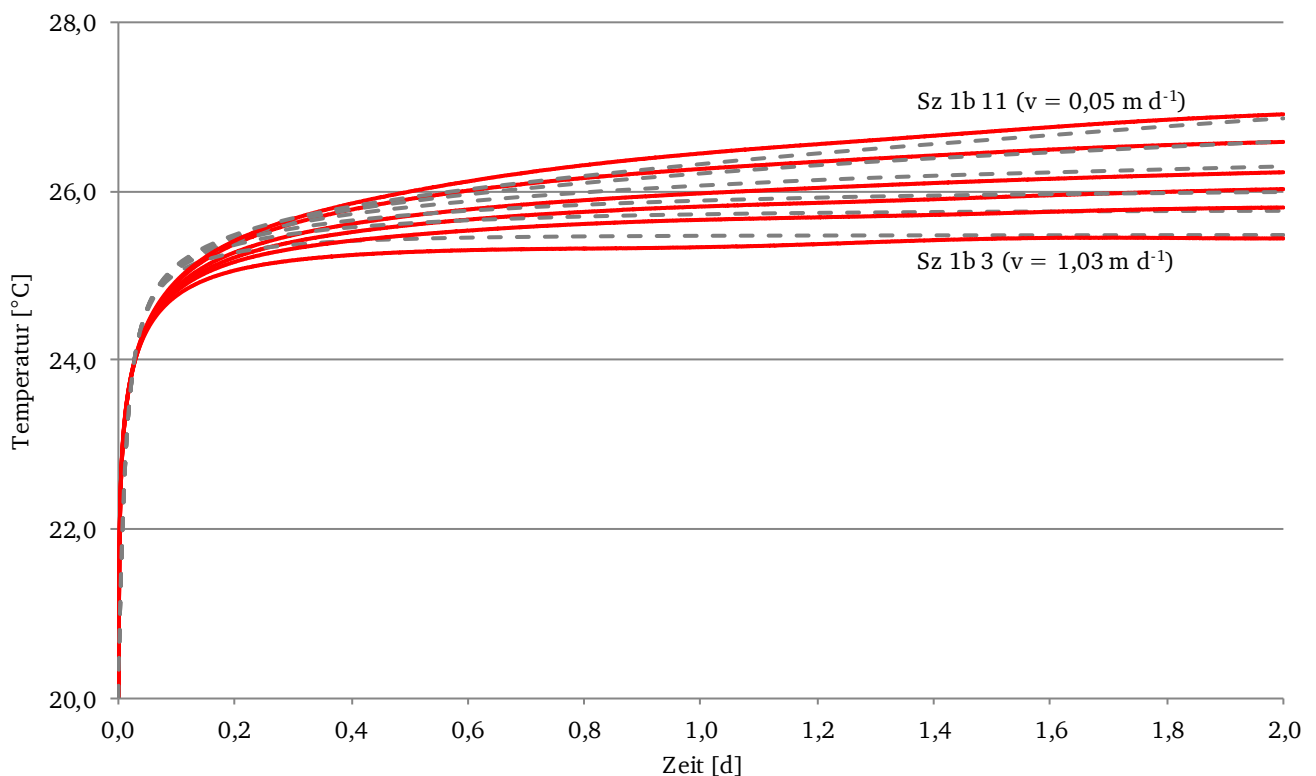


Abbildung 111: Modellvalidierung – Variation der Filtergeschwindigkeit im Szenario Sz 1b

Abgesehen von geringen Abweichungen zeigt sich über die untersuchte Bandbreite der Filtergeschwindigkeit eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den numerischen Ergebnissen (graue, gestrichelte Linie) und den im Labor ermittelten experimentellen Daten (rote, durchgezogene Linie). Anhand der experimentellen Daten der Laborversuche mit Sanden unterschiedlicher Körnung, variierender Heizleistung und variierender Filtergeschwindigkeit konnte das aufgestellte, verifizierte und kalibrierte numerische Modell validiert werden. Das validierte Modell kann im Weiteren zur Extrapolation der experimentellen Datenbasis auf weitere Fälle, die in der Ingenieurpraxis von großem Interesse sind, verwendet werden.

6.7. Extrapolation der experimentellen Datenbasis

Mit Hilfe des validierten numerischen Modells wurde die experimentell gewonnene Datenbasis vom Untersuchungsbereich Mittel- bis Grobsand auf weitere Sedimente extrapoliert. Hierfür wurden dem im Modell als Sand bezeichneten Materialtyp in verschiedenen Studien die Kennwerte von Schluff, Feinsand und Kies zugewiesen und jeweils die Filtergeschwindigkeiten bei konstanter thermischer Last variiert. Die thermischen Kennwerte des Schluffs, des Feinsands und des Kieses wurden entsprechend gängiger Literatur [Verein Deutscher Ingenieure 2006; VDI-4640-1 2010] gewählt. Die Filtergeschwindigkeiten wurden sowohl gängiger Literatur [Pannike et al. 2006; Prinz & Strauß 2011] entnommen als auch über ein angenommenes natürliches hydraulisches Gefälle und den Durchlässigkeitsbeiwert nach [DIN-18130-1 1998] abgeschätzt (Tabelle 12).

Kennwert	Einheit	Wert			Bemerkung
		Schluff	Feinsand	Kies	
Porenanteil n	-	0,4	0,35	0,3	aus gängiger Literatur
Wärmeleitfähigkeit λ_S	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	2,6	3,06	2,31	abgeleiteter Wert
Wärmeleitfähigkeit λ_F	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	0,6	0,6	0,6	aus gängiger Literatur
Wärmeleitfähigkeit λ_{SF}	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	1,8	2,2	1,8	aus gängiger Literatur
Vol. Wärmekapazität $c_{v,S}$	$\text{MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$	1,21	1,60	1,64	abgeleiteter Wert
Vol. Wärmekapazität $c_{v,F}$	$\text{MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$	4,18	4,18	4,18	aus gängiger Literatur
Vol. Wärmekapazität $c_{v,SF}$	$\text{MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$	2,4	2,5	2,4	aus gängiger Literatur
Durchlässigkeitsbeiwert k	m s^{-1}	$10^{-8} - 10^{-6}$	$10^{-6} - 10^{-4}$	$> 10^{-2}$	aus gängiger Literatur
Filtergeschwindigkeit v	m d^{-1}	0 – 0,001	0 – 0,1	0 – 2,8	aus gängiger Literatur

Tabelle 12: Kennwerte der abzubildenden Materialien Schluff, Feinsand und Kies

Die nicht in (Tabelle 12) aufgeführten Kennwerte des Kupfers und des Silikonöls sowie die Dispersivität des Sediments sind unverändert gegenüber (Tabelle 11). Die getroffenen und in (Kapitel 6.1) beschriebenen Modellannahmen wurden beibehalten, die thermische Last wurde entsprechend den Szenarien Sz 1b gewählt.

Dem Schluff wurden die in (Tabelle 12) dargelegten Kennwerte zugewiesen. Die thermische Last wurde mit $23,3 \text{ W m}^{-1}$ gewählt und die Filtergeschwindigkeit entsprechend dem Durchlässigkeitsbeiwert und dem angenommenen natürlichen hydraulischen Gefälle von 0,1 % bis 1 % zwischen 0 m d^{-1} und $0,001 \text{ m d}^{-1}$ variiert. Die Variation der Filtergeschwindigkeiten in der für Schluff typischen Bandbreite hat im numerischen Modell mit den getroffenen Modellannahmen und der Simulationsdauer von zwei Tagen keinen erkennbaren Einfluss auf die Temperaturentwicklung innerhalb der Linienquelle (31) und somit auf die effektive Wärmeleitfähigkeit (Abbildung 112). Bei der Bestimmung der effektiven Wärmeleitfähigkeit über die Kelvinsche Linienquellentheorie führten sämtliche ermittelten Temperatursteigungen zu einem Wert von $1,8 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$.

Weitere numerische Untersuchungen zeigten, dass die Variation der Filtergeschwindigkeit erst nach einer Simulationsdauer von rund 90 Tagen einen geringen Einfluss auf die Temperatursteigung innerhalb der Linienquelle (31) hat.

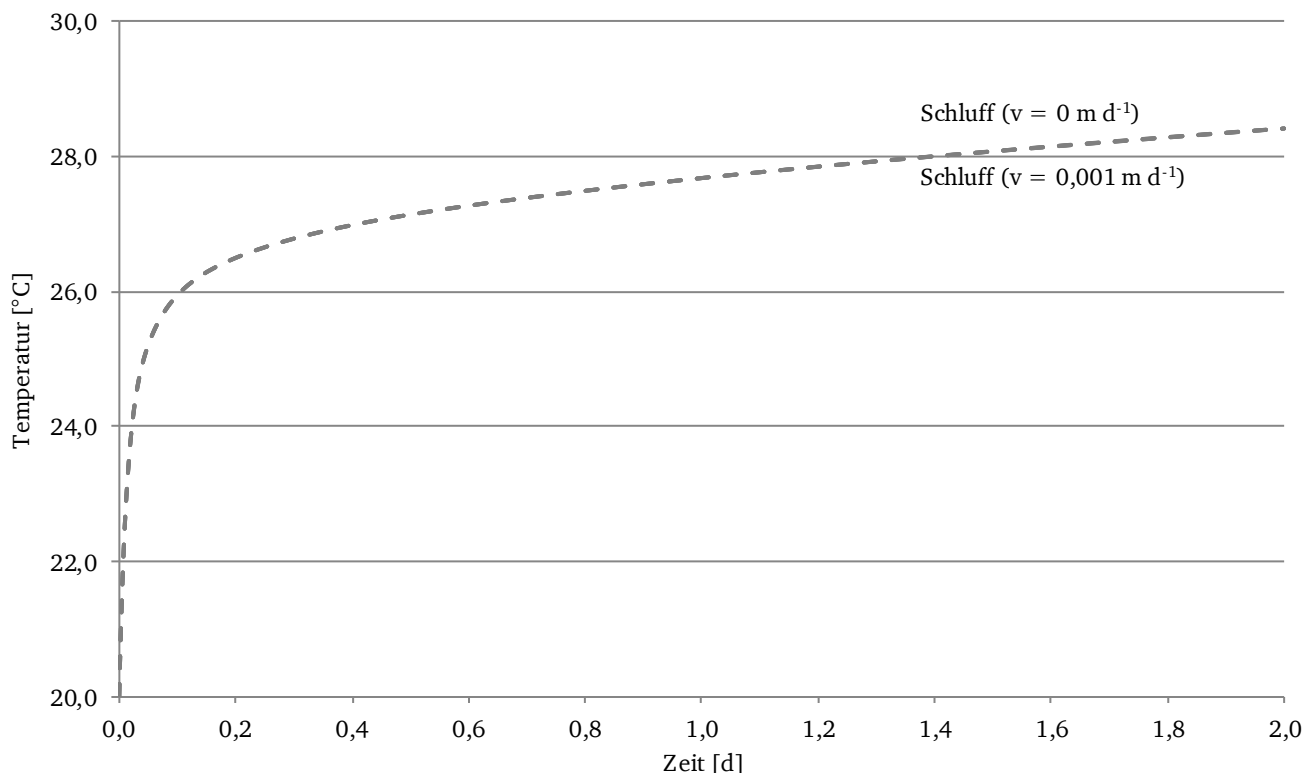


Abbildung 112: Numerische Extrapolation – Schluff

Dem Feinsand wurden die in (Tabelle 12) dargelegten Kennwerte zugewiesen. Die thermische Last wurde mit $23,3 \text{ W m}^{-1}$ gewählt und die Filtergeschwindigkeit entsprechend dem Durchlässigkeitsbeiwert und dem angenommenen natürlichen hydraulischen Gefälle von 0,1 % bis 1 % zwischen 0 m d^{-1} und $0,1 \text{ m d}^{-1}$ ($0; 0,03; 0,06; 0,1 \text{ m d}^{-1}$) variiert (Abbildung 113).

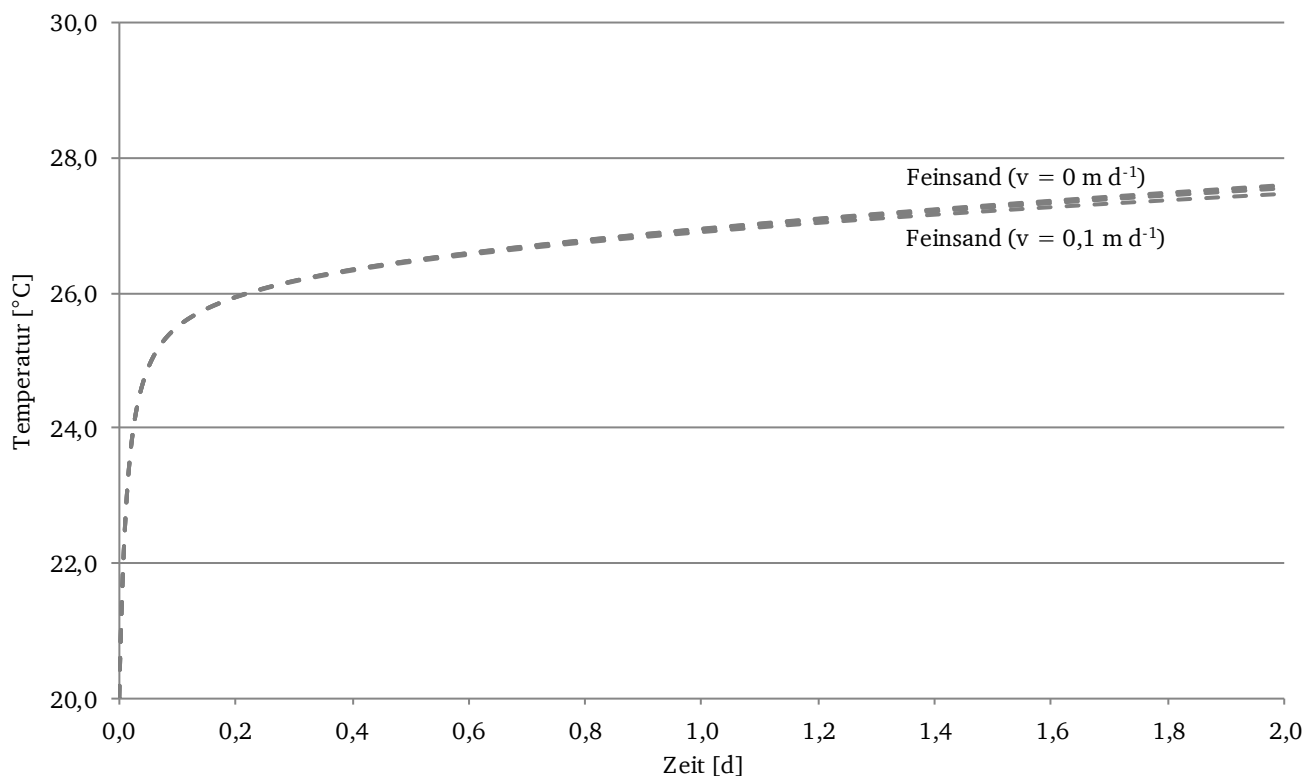


Abbildung 113: Numerische Extrapolation – Feinsand

Es zeigte sich, dass die Variation der Filtergeschwindigkeit in der für Feinsand typischen Bandbreite einen Einfluss auf die Temperatursteigung innerhalb der Linienquelle (31) hat. Nach einer Simulationsdauer von zwei Tagen stellt sich infolge der Variation der Filtergeschwindigkeit eine Temperaturdifferenz von etwa 0,1 K ein. Bei der Bestimmung der effektiven Wärmeleitfähigkeiten aus den numerisch erzeugten Temperatursteigungen über die Kelvinsche Linienquellentheorie ergaben sich Werte von $2,2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $2,4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (2,2; 2,25; 2,31; $2,4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), was einer Zunahme von etwa 10 % entspricht.

Dem Kies wurden die in (Tabelle 12) dargelegten Kennwerte zugewiesen. Die thermische Last wurde mit $23,3 \text{ W m}^{-1}$ gewählt und die Filtergeschwindigkeit entsprechend gängiger Literatur [Prinz & Strauß 2011] zwischen 0 m d^{-1} und 1 m d^{-1} (0; 0,1; 0,15; 0,2; 0,3; 0,6; 1 m d^{-1}) variiert. Es zeigte sich, dass bereits geringe Filtergeschwindigkeiten innerhalb der untersuchten Bandbreite einen deutlichen Einfluss auf die Temperatursteigung innerhalb der Linienquelle (31) haben (Abbildung 114). Filtergeschwindigkeiten größer als $0,6 \text{ m d}^{-1}$ führen im numerischen Modell zu Temperatursteigungen von annähernd 0 K d^{-1} . Dies ist dadurch zu begründen, dass die gesamte über die Linienquelle eingebrachte Energie durch den Volumenstrom des Fluids abtransportiert wird.

Bei der Bestimmung der effektiven Wärmeleitfähigkeiten aus den numerisch erzeugten Temperatursteigungen über die Kelvinsche Linienquellentheorie ergab sich bei einer Filtergeschwindigkeit von 0 m d^{-1} ein Wert von $1,8 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, der mit steigenden Filtergeschwindigkeiten exponentiell zunimmt (1,8; 2,1; 2,5; 3,3; 7,0; 283; $99514 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Eine Filtergeschwindigkeit von $0,2 \text{ m d}^{-1}$ führt bereits zu einer Steigerung der effektiven Wärmeleitfähigkeit des Kieses um etwa 85 %.

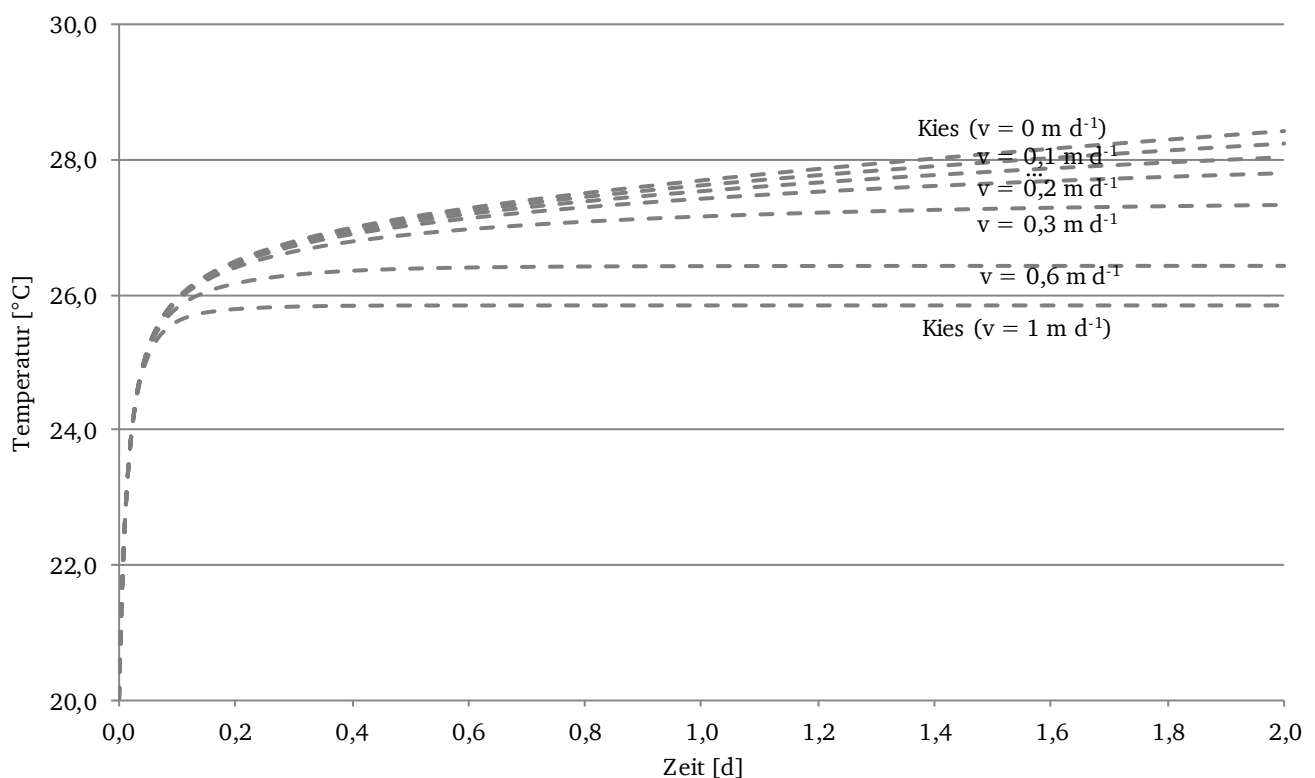


Abbildung 114: Numerische Extrapolation – Kies

6.8. Ergebnisse der numerischen Untersuchungen

Mit Hilfe des Programms FEFLOW wurde im Zuge numerischer Untersuchungen ein Finite-Elemente-Modell zur Abbildung des geothermischen Wärmetransports entwickelt und anhand der experimentell gewonnenen geothermischen Daten verifiziert, kalibriert und validiert. Insgesamt ergab sich eine sehr gute Übereinstimmung der experimentell gewonnenen Daten und der numerischen Simulationen.

Mit Hilfe des validierten Modells wurden die experimentellen Daten des mit Grob- und Mittelsand befüllten geothermischen Laborversuchsstandes in den Korngrößenbereich von Kies, Feinsand und Schluff extrapoliert. Die numerisch extrapolierten Ergebnisse werden nachfolgend mit den experimentell gewonnenen Daten verglichen (Abbildung 115).

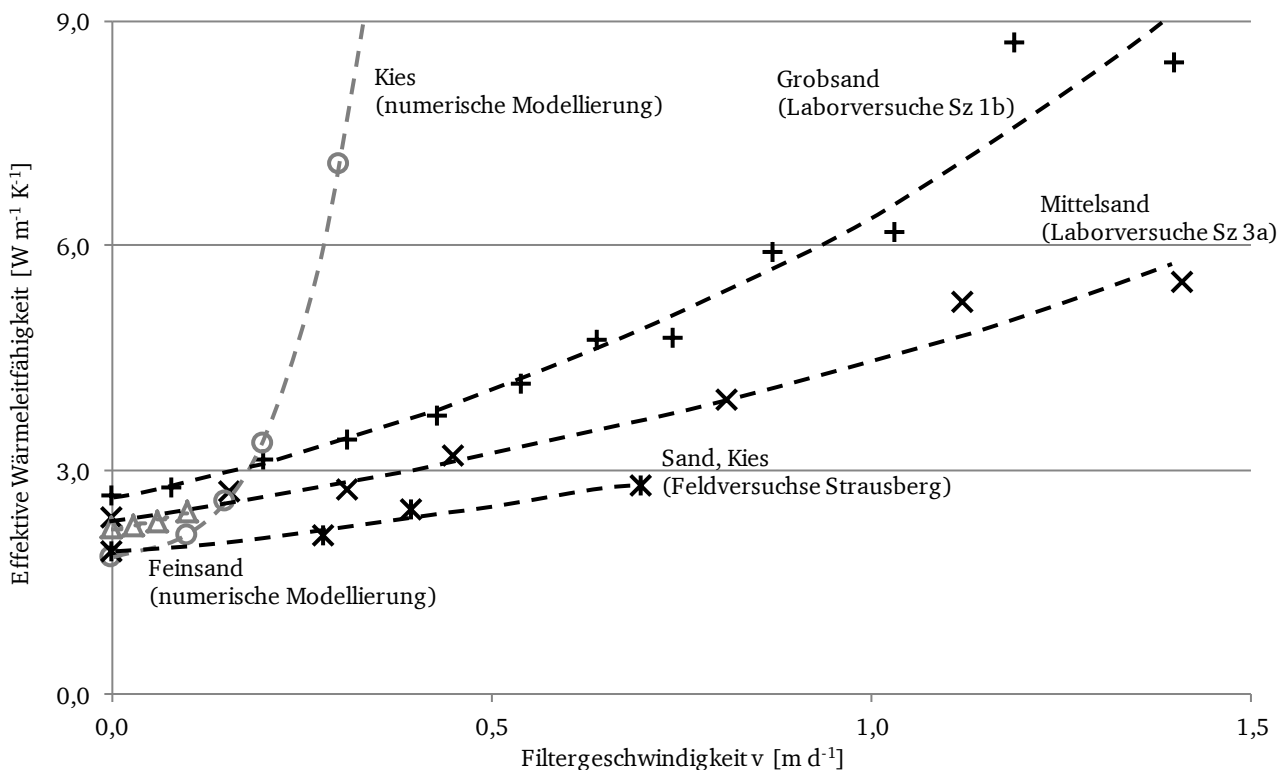


Abbildung 115: Vergleich der numerischen Extrapolation mit den experimentellen Daten

Es zeigte sich für den sehr stark durchlässigen Kies eine deutliche Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit von der Filtergeschwindigkeit. Schon geringe Filtergeschwindigkeiten von $0,2 \text{ m d}^{-1}$ führen im Kies zu einer deutlichen Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit um etwa 85 %.

Im Korngrößenbereich des Feinsands führte eine Variation der Filtergeschwindigkeit innerhalb der für durchlässige Materialien typischen Bandbreite (bis $0,1 \text{ m d}^{-1}$) zu Erhöhungen der effektiven Wärmeleitfähigkeiten um etwa 10 %.

Im schwach bis sehr schwach durchlässigen Sedimenten wie Schluff und Ton haben die für diese Sedimente typischen Filtergeschwindigkeiten (bis $0,001 \text{ m d}^{-1}$) keinen Einfluss auf die Temperatursteigungen innerhalb der Linienquelle im Simulationszeitraum von zwei Tagen. Erst ab einer Simulationszeit von etwa 90 Tagen zeigt sich unter den getroffenen Modellannahmen ein Einfluss der Variation der Filtergeschwindigkeit auf die Temperatursteigung innerhalb der Linienquelle und somit auf die effektive Wärmeleitfähigkeit von Schluff und Ton.

7. Empfehlungen für die Ingenieurpraxis

Bei der Abschätzung von Wärmeleitfähigkeiten über Tabellenwerke wird nach aktuellem Stand der Technik der Einfluss der Grundwasserfließgeschwindigkeit nicht berücksichtigt [VDI-4640-1 2010]. Basierend auf den gewonnenen Ergebnissen können durch eine Erweiterung der aktuellen Tabellenwerke Empfehlungen für Wärmeleitfähigkeiten in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit gegeben werden. Somit ist es bei der Anwendung in der Ingenieurpraxis möglich, nicht nur zwischen Wärmeleitfähigkeiten für trockenen, feuchten oder wassergesättigten Sand zu differenzieren, sondern auch effektive Wärmeleitfähigkeiten schwach wasserführender, wasserführender und stark wasserführender Sande zu unterscheiden. Dabei können die in einem möglichen Projektgebiet vorliegenden Filtergeschwindigkeiten über hydrogeologische Karten abgeschätzt werden. Nachfolgend sind die gewonnenen Ergebnisse über die Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit für Mittel- und Grobsand (Laborversuchsstand) für Sand, Kies (Feldversuchsstand Strausberg) und für Feinsand und Kies (numerische Extrapolation) zusammenfassend dargestellt (Abbildung 116).

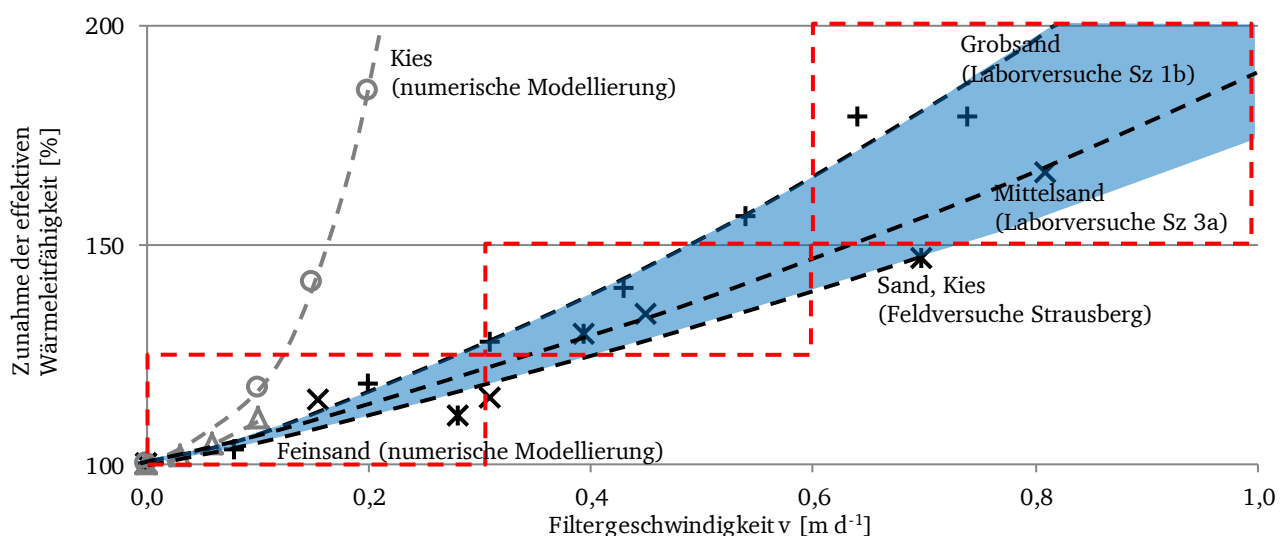


Abbildung 116: Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit von Sand in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit

Vorrangig basierend auf den experimentell gewonnenen Ergebnissen und gestützt durch die numerischen Simulationen, können aus (Abbildung 116) Wärmeleitfähigkeiten für schwach wasserführende, wasserführende und stark wasserführende Sande abgeleitet werden.

Gesteinstyp	Filtergeschwindigkeit v [m d ⁻¹]	Wärmeleitfähigkeit λ		Bemerkung
		Bandbreite [W m ⁻¹ K ⁻¹]	empfohlener Rechenwert [W m ⁻¹ K ⁻¹]	
Lockergesteine	Sand, trocken	-	0,3 – 0,9	0,4 [VDI-4640-1 2010]
	Sand, feucht	-	1,0 – 1,9	1,4 [VDI-4640-1 2010]
	Sand, wassergesättigt	(keine Angaben)	2,0 – 3,0	2,4 [VDI-4640-1 2010]
	Sand, schwach wasserführend	0 – 0,3	2,0 – 3,75	2,7 Steigerung: 0 – 25 %
	Sand, wasserführend	0,3 – 0,6	2,5 – 4,5	3,3 Steigerung: 25 – 50 %
	Sand, stark wasserführend	0,6 – 1,0	3,2 – 6,0	4,2 Steigerung: 50 – 100 %

Tabelle 13: Empfehlungen für effektive Wärmeleitfähigkeiten von wasserführenden Sanden

Die Wärmeleitfähigkeit eines wassergesättigten Sandes wird nach [VDI-4640-1 2010] mit 2,0 W m⁻¹ K⁻¹ bis 3,0 W m⁻¹ K⁻¹ mit einem empfohlenen Rechenwert von 2,4 W m⁻¹ K⁻¹ angegeben. In Abhängigkeit der anliegenden Filtergeschwindigkeit ergeben sich Steigerungen der effektiven Wärmeleitfähigkeit gegenüber diesen Werten um bis zu 25 % für schwach wasserführende Sande (Filtergeschwindigkeiten

von 0 m d^{-1} bis $0,3 \text{ m d}^{-1}$, 25 % bis 50 % für wasserführende Sande (Filtergeschwindigkeiten von $0,3 \text{ m d}^{-1}$ bis $0,6 \text{ m d}^{-1}$) und 50 % bis 100 % für stark wasserführende Sande (Filtergeschwindigkeiten von $0,6 \text{ m d}^{-1}$ bis $1,0 \text{ m d}^{-1}$). Die Wärmeleitfähigkeiten können demnach für einen schwach wasserführenden Sand mit $2,0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $3,75 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (empfohlener Rechenwert $2,7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), für einen wasserführenden Sand mit $2,5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $4,5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (empfohlener Rechenwert $3,3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) und für einen stark wasserführenden Sand mit $3,2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bis $6,0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (empfohlener Rechenwert $4,2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) angegeben werden (Tabelle 13).

Die Anwendung der in (Tabelle 13) gegebenen Empfehlungen für die Steigerung der effektiven Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit wird nachfolgend an einem Projektbeispiel erläutert. Als Projektbeispiel dient das Bürogebäude der aQua-thermic GmbH, das sich am Projektstandort Strausberg befindet, vergleiche (Kapitel 5.2). Die Fläche des Bürogebäudes beträgt abzüglich der Fläche der Lagerhalle etwa 125 m^2 . Der spezifische Wärmebedarf des Gebäudes wird mit 80 W m^{-2} abgeschätzt, da das Gebäude vor 1995 errichtet und mit einer normalen Wärmedämmung ausgestattet wurde [DIN-EN-12831 2003]. Somit beträgt der Wärmebedarf 10 kW . Weiterhin werden die Jahresbetriebsstunden der Wärmepumpe mit 1800 h a^{-1} (Heizung ohne Warmwasser) und die Jahresarbeitszahl der Wärmepumpe mit 3,5 angenommen.

Die am Projektstandort gemessene natürliche Grundwasserfließgeschwindigkeit von etwa $0,3 \text{ m d}^{-1}$ kann auch über das hydraulische Gefälle von 0,16 % entsprechend der hydrogeologischen Karte und einem angenommenen Durchlässigkeitsbeiwert des Sand, Kies von $2 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ abgeschätzt werden. Die anstehende Geologie vor Ort wird anhand der geologischen Karte und der durchgeführten Bohrarbeiten entsprechend (Abbildung 70) festgelegt. Das vereinfachte geologische Schichtenmodell und die für die einzelnen Schichten angenommenen Wärmeleitfähigkeiten sind nachfolgend zusammengefasst. Dabei werden drei Fälle untersucht. In Fall 1 werden die Wärmeleitfähigkeiten der geologischen Schichten entsprechend [VDI-4640-1 2010] und (Kapitel 5.2.4) angenommen. In Fall 2 wird entsprechend den in (Tabelle 13) gegebenen Empfehlungen und der natürlichen Grundwasserfließgeschwindigkeit von etwa $0,3 \text{ m d}^{-1}$ die effektive Wärmeleitfähigkeit des wasserführenden Sand, Kies um 25 % erhöht. In Fall 3 wird die Wärmeleitfähigkeit des wasserführenden Sand, Kies entsprechend einer exemplarischen Filtergeschwindigkeit von $1,0 \text{ m d}^{-1}$ um 100 % erhöht (Tabelle 14).

Tiefe [m u GOK]	Bodenprofil	Wärmeleitfähigkeit λ [$\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$]		
		Fall 1 [VDI-4640-1 2010]	Fall 2 ($v = 0,3 \text{ m d}^{-1}$)	Fall 3 ($v = 1,0 \text{ m d}^{-1}$)
0 - 6	Sand, feucht	1,4	1,4	1,4
6 - 21	Geschiebemergel	2,4	2,4	2,4
21 - 46	Sand, wasserführend	1,9	2,4 (+ 25 %)	3,8 (+ 100 %)
46 - 50	Sand, wassergesättigt	1,9	1,9	1,9
0 - 50	gemittelter Wert	1,99	2,24	2,94

Tabelle 14: Angenommene Wärmeleitfähigkeiten im Fall 1, Fall 2 und Fall 3

Die zur Deckung des Wärmebedarfs benötigte totale Erdwärmesondenlänge wurde mit dem Programm EED (Earth Energy Designer) berechnet [Hellström & Sanner 2000]. Dabei wurde von zwei Doppel-U Sonden mit einem Abstand von 7 m zueinander ausgegangen. Es ergab sich eine totale Erdwärmesondenlänge von $109,6 \text{ m}$ für Fall 1, eine totale Erdwärmesondenlänge von $100,1 \text{ m}$ für Fall 2, in dem die natürliche Grundwasserfließgeschwindigkeit von etwa $0,3 \text{ m d}^{-1}$ berücksichtigt wurde und eine totale Erdwärmesondenlänge von $81,1 \text{ m}$ für Fall 3, in dem eine fiktive Grundwasserfließgeschwindigkeit von $1,0 \text{ m d}^{-1}$ angenommen wurde. Durch Berücksichtigung der natürlichen Grundwasserfließgeschwindigkeit wird die totale Erdwärmesondenlänge um 9 % gegenüber dem Referenzfall (Fall 1) mit Wärmeleitfähigkeiten gemäß [VDI-4640-4 2004] verkürzt. Unter Annahme einer fiktiven Grundwasserfließgeschwindigkeit von $1,0 \text{ m d}^{-1}$ wird für das Projektbeispiel am Standort Strausberg die benötigte totale Erdwärmesondenlänge um 26 % gegenüber dem Referenzfall (Fall 1) verkürzt.

8. Zusammenfassung

Durch experimentelle Untersuchungen in einem Wärmeleitungs- und Wärmeströmungsversuchsstand wurde eine umfangreiche Datenbasis grundwasserdurchströmter geothermischer Systeme geschaffen. Die experimentellen Untersuchungen konzentrierten sich auf praxisrelevante Strömungsgeschwindigkeiten und Heizleistungsbereiche, um eine sinnvolle Erweiterung der aktuell verfügbaren Messdaten zu erreichen. Mit Hilfe von experimentellen Untersuchungen in zwei geothermischen Feldversuchsständen konnte die Übertragbarkeit der Datenbasis auf geothermische Systeme in-situ festgestellt werden. Durch ein anhand der experimentellen Daten kalibriertes und validiertes numerisches Modell konnte die geschaffene Datenbasis in numerischen Untersuchungen über die experimentellen Untersuchungsgrenzen von Mittel- bis Grobsand hinaus auf Schluff, Feinsand und Kies übertragen werden.

Insgesamt zeigten die experimentellen und numerischen Untersuchungen eine deutliche Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit gerade der stark durchlässigen Sedimente von der Filtergeschwindigkeit. Schon geringe Filtergeschwindigkeiten führten im Kies zu einer großen Erhöhung der effektiven Wärmeleitfähigkeit. Bei Versuchen mit Grob- und Mittelsanden konnten deutliche Zunahmen der effektiven Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit bestimmt werden. Im Korngrößenbereich des Feinsands führte eine Variation der Filtergeschwindigkeit zu einer geringen Erhöhung der effektiven Wärmeleitfähigkeit. Weiterhin zeigte sich, dass in schwach bis sehr schwach durchlässigen Sedimenten wie Schluff und Ton die für diese Sedimente typischen Filtergeschwindigkeiten keinen Einfluss auf die Temperatursteigungen innerhalb der Linienquelle im Simulationszeitraum von zwei Tagen haben.

Auf Grundlage der Datenbasis wurden Empfehlungen zur Dimensionierung geothermischer Systeme unter Berücksichtigung der Grundwasserfließgeschwindigkeit entwickelt. Der Zusammenhang der Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit von Sanden in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit wurde quantitativ erfasst und in tabellarischer Form für schwach wasserführende, wasserführende und stark wasserführende Sande zusammengefasst. Somit ist es bei der Anwendung in der Ingenieurpraxis möglich, nicht nur entsprechend gängiger Tabellenwerke zwischen Wärmeleitfähigkeiten für trockenen, feuchten oder wassergesättigten Sand zu differenzieren, sondern auch zwischen effektiven Wärmeleitfähigkeiten schwach wasserführender, wasserführender und stark wasserführender Sande zu unterscheiden, was einen wichtigen Beitrag zur Weiterentwicklung der rationellen Energieverwendung darstellt.

An einem Projektbeispiel wurde abschließend die Anwendung der entwickelten tabellarischen Empfehlungen für die Zunahme der Wärmeleitfähigkeiten von Sanden in Abhängigkeit der Grundwasserfließgeschwindigkeit erläutert.

9. Anhang

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	Schematische Darstellung geothermischer Systeme nach [fesa e. V. 2005]	1
Abbildung 2:	Modellvorstellung der Mischungstheorie	5
Abbildung 3:	Modellvorstellung des Konzepts der Volumenanteile	6
Abbildung 4:	Modellvorstellung der Theorie poröser Medien.....	7
Abbildung 5:	Betrachtetes Modell des Zweiphasensystems nach [Bear 1972]	8
Abbildung 6:	Einfluss der Größe des untersuchten Kontrollvolumens nach [Bear 1972]	10
Abbildung 7:	Zusammenhang zwischen Porenanteil und Durchlässigkeit nach [Hölting & Coldewey 2008]	11
Abbildung 8:	Längenskalen der Temperaturdifferenzen.....	17
Abbildung 9:	Räumliche Diskretisierung mittels FDM und FEM nach [Konikow 1996]	25
Abbildung 10:	Schematischer Systemvergleich zwischen GRT und EGRT nach [Gehlin 2002]	31
Abbildung 11:	Qualitatives Streuungsspektrum des Lichts nach [Rogers 1988]	31
Abbildung 12:	Numerische Untersuchungen zum Einfluss der Filtergeschwindigkeit auf geothermische Systeme	41
Abbildung 13:	Systemskizze und Abmessungen des Laborversuchsstandes	43
Abbildung 14:	Unbefüllter Laborversuchsstand.....	43
Abbildung 15:	Systemskizze der Messanordnung des Laborversuchsstandes	44
Abbildung 16:	Anordnung der Pt 100 Widerstandsthermometer und der Piezometer-Steigrohre.....	45
Abbildung 17:	Kornverteilungskurven der verwendeten Sande.....	46
Abbildung 18:	Vergleich der ermittelten Durchlässigkeiten.....	47
Abbildung 19:	Einbau der Pt 100 Widerstandsthermometer.....	49
Abbildung 20:	Thermische Einhausung und Styroporverkleidung des Laborversuchsstandes	49
Abbildung 21:	Momentaufnahmen des Markierungsversuches.....	50
Abbildung 22:	Horizontale und vertikale hydraulische Barrieren im Laborversuchsstand.....	50
Abbildung 23:	Verteilung der Durchflussmengen in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit.....	51
Abbildung 24:	Kalibrierung der Pt 100 Widerstandsthermometer	52
Abbildung 25:	Vergleich von Rohdaten, korrigierten Daten und gemittelten korrigierten Daten	54
Abbildung 26:	Temperaturverlauf innerhalb des Versuchstandes im Szenario Sz 1b 7	54
Abbildung 27:	Temperaturverlauf innerhalb der Linienquelle in Abhängigkeit der thermischen Last	55
Abbildung 28:	Temperaturverlauf im Szenario Sz 1b in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit.....	56
Abbildung 29:	Zeit-Abstands-Diagramm ausgewählter Pt 100 im Szenario Sz 1b	57
Abbildung 30:	Zweidimensionale Temperaturverteilung im Szenario Sz 1b nach 6 h, 12 h und 24 h	58
Abbildung 31:	Zusammenhang zwischen Filtergeschwindigkeit und Verhältniswert I_{Ab}/I_{Zu}	58
Abbildung 32:	Zeitliche Entwicklung der effektiven Wärmeleitfähigkeit im Szenario Sz 1b.....	59
Abbildung 33:	Effektive Wärmeleitfähigkeiten aus Sz 1b und Sz 3a in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit	60
Abbildung 34:	Abkühlkurven im Szenario Sz 1b in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit.....	61
Abbildung 35:	surPLUShome [Ott 2009]	62
Abbildung 36:	Ausschnitt der geologischen Karte Darmstadts nach [Kempe et al. 2001].....	63
Abbildung 37:	Typische Kornverteilungskurve des Bessunger Kieses nach [Prinz & Strauß 2011]	63
Abbildung 38:	Grundwassergleichenplan im Stadtgebiet Darmstadt nach [Beier 2008]	64
Abbildung 39:	Außentemperatur im Projektgebiet Lichtwiese von Januar 2009 bis Mai 2012	64
Abbildung 40:	Übersicht des Projektstandortes Lichtwiese.....	65
Abbildung 41:	Geologischer Schnitt am Projektstandort Lichtwiese nach [Rüther 2009].....	66
Abbildung 42:	Querschnitt der Erdwärmesonden am Projektstandort Lichtwiese	66
Abbildung 43:	Kennwerte der Bohrkerne von B 1 nach [Kowalew 2012]	67
Abbildung 44:	Kennwerte der Bohrkerne von B 2 nach [Kowalew 2012]	68
Abbildung 45:	Grundwasserstandsganglinie an GWM 1 und GWM 2	68
Abbildung 46:	Dämpfungsmessung an der Glasfaser der Doppel-U Sonde B 2.....	69
Abbildung 47:	Dämpfungsmessung an der Glasfaser der Koaxialsonde B 1	69
Abbildung 48:	Grundwasserfließrichtungen im Regime 1 und Regime 2 an GWM 2	71

Abbildung 49:	Grundwasserfließgeschwindigkeiten im Regime 1 und Regime 2 an GWM 2.....	71
Abbildung 50:	GRTs am Projektstandort Lichtwiese am 17.05.2010 und 19.05.2010	72
Abbildung 51:	Messeinheit 1 und Messeinheit 2.....	73
Abbildung 52:	Multilevel Geothermal Response Test an der Koaxialsonde B 1 im Februar 2011.....	74
Abbildung 53:	Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit von der Außentemperatur (GRT)	74
Abbildung 54:	GRT am Projektstandort Lichtwiese im Juli 2010	75
Abbildung 55:	Tiefentemperaturprofile von EGRTs an B 2 zu verschiedenen Jahreszeiten.....	76
Abbildung 56:	Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit von der Außentemperatur (EGRT) ..	76
Abbildung 57:	Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit vom Grundwasserstand.....	77
Abbildung 58:	Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit von der Heizleistung	77
Abbildung 59:	Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit von der Filtergeschwindigkeit	78
Abbildung 60:	Abhängigkeit der effektiven Wärmeleitfähigkeit von der Messeinheit	79
Abbildung 61:	Heizleistungen und Temperaturverläufe in 20 m u GOK ausgewählter EGRTs.....	80
Abbildung 62:	Projektstandort Strausberg – Firmengelände der aQua-thermic GmbH.....	82
Abbildung 63:	Ausschnitt der geologischen Karte Blatt Strausberg	83
Abbildung 64:	Ausschnitt der hydrogeologischen Karte Brandenburg [LBGR Brandenburg 2012]	84
Abbildung 65:	Temperaturprofil entlang der Glasfaser im Kreislauf 1.....	85
Abbildung 66:	Übersicht des Projektstandortes Strausberg	85
Abbildung 67:	Grundwasserfluss-Visualisierung durch die Firma Phrealog.....	86
Abbildung 68:	Herstellung der Grundwassermessstellen B 1 – B 4.....	87
Abbildung 69:	Überblick über die ausgebauten Grundwassermessstellen B 1 – B 4.....	87
Abbildung 70:	Geologischer Querschnitt A – A am Projektstandort Strausberg	88
Abbildung 71:	Absenkung der Energiehöhe des Grundwassers in B 1 – B 4 während PV 1.....	89
Abbildung 72:	Absenkung der Energiehöhe des Grundwassers in B 1 – B 4 während PV 2.....	90
Abbildung 73:	Schematische Darstellung des natürlichen und erhöhten Grundwasserflusses	90
Abbildung 74:	Ermittelte Grundwasserfließrichtungen an B 2 aus GFV 1, GFV 2 und GFV 3.....	92
Abbildung 75:	Ermittelte Grundwasserfließgeschwindigkeiten an B 2 aus GFV 1, GFV 2 und GFV 3.....	92
Abbildung 76:	Volumenstrom und Heizleistung während GRT 1	94
Abbildung 77:	Temperaturentwicklung während GRT 1.....	94
Abbildung 78:	Volumenstrom und Heizleistung während GRT 2.....	95
Abbildung 79:	Temperaturentwicklung während GRT 2.....	95
Abbildung 80:	Volumenstrom und Heizleistung während GRT 3	96
Abbildung 81:	Temperaturentwicklung während GRT 3.....	97
Abbildung 82:	Zeitliche Entwicklung der Fluidmitteltemperatur während GRT 1, GRT 2 und GRT 3 ..	97
Abbildung 83:	Temperaturtiefenprofile zu ausgewählten Zeitpunkten im EGRT 1	98
Abbildung 84:	Temperaturentwicklung von ausgewählten Messtiefen im EGRT 1	99
Abbildung 85:	Temperaturtiefenprofile zu ausgewählten Zeitpunkten im EGRT 2.....	100
Abbildung 86:	Temperaturentwicklung von ausgewählten Messtiefen im EGRT 2	101
Abbildung 87:	Temperaturtiefenprofile zu ausgewählten Zeitpunkten im EGRT 3	101
Abbildung 88:	Temperaturentwicklung von ausgewählten Messtiefen im EGRT 3	102
Abbildung 89:	Tiefenbezogene effektive Wärmeleitfähigkeit in EGRT 1, EGRT 2 und EGRT 3	103
Abbildung 90:	Zusammenhang zwischen Filtergeschwindigkeit und effektiver Wärmeleitfähigkeit ..	104
Abbildung 91:	Prozentuale Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeiten im Feld und Labor	105
Abbildung 92:	Schematische Darstellung der Modellebene des Laborversuchsstandes	106
Abbildung 93:	Schematische Darstellung der verwendeten Materialtypen.....	107
Abbildung 94:	Finite-Elemente-Netz – Schnitt in der Sensorebene	110
Abbildung 95:	Einfluss der Elementanzahl auf die Simulationsergebnisse	111
Abbildung 96:	Zunahme der Zeitschrittweite über die Simulationsdauer.....	111
Abbildung 97:	Anfangs- und Randbedingungen im numerischen Modell	112
Abbildung 98:	Sensitivitätsanalyse – Variation der Wärmeleitfähigkeit des Silikonöls	114
Abbildung 99:	Sensitivitätsanalyse - Temperaturverteilung innerhalb der Linienquelle	114
Abbildung 100:	Sensitivitätsanalyse – Variation der Wärmekapazität des Silikonöls.....	115
Abbildung 101:	Sensitivitätsanalyse – Variation der Wärmeleitfähigkeit des Kupfers.....	116

Abbildung 102: Sensitivitätsanalyse – Variation der Wärmekapazität des Kupfers	117
Abbildung 103: Sensitivitätsanalyse – Variation der Wärmeleitfähigkeit des Sandes	118
Abbildung 104: Sensitivitätsanalyse – Variation der Wärmekapazität des Sandes	118
Abbildung 105: Sensitivitätsanalyse – Variation des Porenanteils des Sandes	119
Abbildung 106: Sensitivitätsanalyse – Variation der Filtergeschwindigkeit.....	120
Abbildung 107: Sensitivitätsanalyse – Variation der longitudinalen und transversalen Dispersivität ..	121
Abbildung 108: Modellkalibrierung – Vergleich der numerischen Ergebnisse mit Sz 3a 5.....	122
Abbildung 109: Modellvalidierung – Variation der Heizleistung	123
Abbildung 110: Modellvalidierung – Vergleich der numerischen Ergebnisse mit Sz 1b 10.....	124
Abbildung 111: Modellvalidierung – Variation der Filtergeschwindigkeit im Szenario Sz 1b.....	124
Abbildung 112: Numerische Extrapolation – Schluff.....	126
Abbildung 113: Numerische Extrapolation – Feinsand.....	126
Abbildung 114: Numerische Extrapolation – Kies	127
Abbildung 115: Vergleich der numerischen Extrapolation mit den experimentellen Daten.....	128
Abbildung 116: Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit von Sand in Abhängigkeit der Filtergeschwindigkeit	129

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	Bandbreiten geothermischer Kennwerte nach [VDI-4640-1 2010]	2
Tabelle 2:	Bandbreiten des Durchlässigkeitsbeiwertes nach [DIN-18130-1 1998].....	11
Tabelle 3:	Untersuchungen zum Einfluss verschiedener Faktoren auf die Ergebnisse von GRTs..	30
Tabelle 4:	Bodenphysikalische Kennwerte der Körnungen 103, 104 und 105 gemäß Laborversuchen	47
Tabelle 5:	Durchlässigkeitsbeiwerte der Körnung 103, 104 und 105 gemäß Versuchsszenarien..	51
Tabelle 6:	Bodenphysikalische Kennwerte der Körnung 103, 104 und 105 gemäß Versuchsszenarien	52
Tabelle 7:	Überblick über die durchgeführten Versuchsszenarien und Einzelversuche	53
Tabelle 8:	Übersicht der durchgeführten GRTs am Projektstandort Lichtwiese	72
Tabelle 9:	Übersicht der durchgeführten EGRTs am Projektstandort Lichtwiese	75
Tabelle 10:	Vergleich der effektiven Wärmeleitfähigkeit am Projektstandort Strausberg	104
Tabelle 11:	Kennwerte der abzubildenden Materialien Sand, Kupfer und Silikonöl	108
Tabelle 12:	Kennwerte der abzubildenden Materialien Schluff, Feinsand und Kies.....	125
Tabelle 13:	Empfehlungen für effektive Wärmeleitfähigkeiten von wasserführenden Sanden.....	129
Tabelle 14:	Angenommene Wärmeleitfähigkeiten im Fall 1, Fall 2 und Fall 3	130

Symbolverzeichnis

Zeichen	Größe	Einheit
a	Temperaturleitfähigkeit	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
A	Fläche	m^2
A_{SF}	spezifische Kontaktfläche zwischen fester und flüssiger Phase	$\text{m}^2 \text{m}^{-3}$
c	spezifische Wärmekapazität	$\text{W s kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
c_v	volumetrische Wärmekapazität	$\text{W s m}^{-3} \text{K}^{-1}$
c_{Licht}	Lichtgeschwindigkeit	m s^{-1}
C	Faktor zur Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes aus der KV	-
dv_α	Partialvolumen	m^3
d_w	wirksamer Korndurchmesser	mm
D	Lagerungsdichte	-
D_λ	Dispersionskoeffizient	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
E	Energie	W s
Fo	Fourier-Zahl	-
g	Erdbeschleunigung	m s^{-2}
h	Energiehöhe / Wasserspiegelhöhe	m
h_k	kapillare Steighöhe	m
h_{Pl}	Planck'sches Wirkungsquantum	W s^2
h_{SF}	Wärmeübergangskoeffizient	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$
H	Quellenlänge	m
i	hydraulischer Gradient	-
$i_{\lambda,s}$	spektralspezifische Intensität der schwarzen Strahlung	W m^{-3}
I_A	Intensität der Anti-Stokes-Raman-Streuung	-
I_{SR}	Intensität der Stokes-Raman-Streuung	-
J_{ki}	Bessel-Funktion erster Gattung der Ordnung k_i	-
k_i	Laufvariable	-
k_B	Boltzmann-Konstante	W s K^{-1}
k_T	Temperatursteigung	K
k	Durchlässigkeitsbeiwert	m s^{-1}
k_{VS}	Durchlässigkeitsbeiwert gemäß Versuchsszenario	m s^{-1}
k_{KV}	Durchlässigkeitsbeiwert gemäß Kornverteilungskurve	m s^{-1}
k_{Labor}	Durchlässigkeitsbeiwert gemäß Laborversuch [DIN-18130-1 1998]	m s^{-1}
l	Länge / charakteristische Fließlänge	m
l_{Ab}	Abstromlänge	m
l_{Zu}	Zustromlänge	m
l_{REV}	Länge des repräsentativen Elementarvolumens	m
l_{SF}	Länge im Porengrößenbereich	m
M	Aquifermächtigkeit	m
n	(gesamter) Porenanteil	-
n_α	Volumenanteil der Phase α	-
n_{eff}	effektiver Porenanteil	-
n_{HW}	Haftwasser Porenanteil	-
\bar{n}	Normalenvektor	-
p	Verhältniswert aus Radius zu Zylinderradius	-
Pe	Péclet-Zahl	-
Pr	Prandtl-Zahl	-
\dot{q}	Wärmestromdichte	W m^{-2}
Q	Wärme	W s
\dot{Q}	Wärmestrom, Heiz-, bzw. Kühlleistung, thermische Last	W
Q_h	Durchfluss	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$

r	Radius / radialer Abstand	m
r_b	Bohrlochradius	m
r_0	Zylinderradius	m
R^2	Bestimmtheitsmaß	-
R_b	thermischer Bohrlochwiderstand	$K\ m\ W^{-1}$
Re	Reynolds-Zahl	-
S	Sättigungsgrad	-
t	Zeit	s
T	Temperatur	$K / ^\circ C$
T_m	mittlere Sondenfluidtemperatur	$K / ^\circ C$
u	Porenwasserdruck	$kg\ m^{-1}\ s^{-2}$
U	innere Energie	$W\ s$
v	Filtergeschwindigkeit	$m^3\ m^{-2}\ s^{-1}$
v_U	Quellengeschwindigkeit	$m\ s^{-1}$
v_w	Abstandsgeschwindigkeit	$m\ s^{-1}$
V	Volumen / Gesamtvolumen	m^3
V_P	Porenvolumen	m^3
V_F	Volumen der flüssigen Phase	m^3
$V_{v,F}$	Absolute Filtergeschwindigkeit	$m\ s^{-1}$
W	Arbeit	$W\ s$
\dot{W}	volumenbezogene Leistungsdichte / Wärmequellen bzw. -senken	$W\ m^{-3}$
x	Koordinatenrichtung	-
y	Koordinatenrichtung	-
Y_{ki}	Bessel-Funktion zweiter Gattung der Ordnung k_i	-
z	geodätische Höhe	m
α	Phase	-
α_K	Korrekturfaktor zur Fließgeschwindigkeit im Bohrloch	-
α_L	longitudinale Dispersivität	m
α_T	transversale Dispersivität	m
β	Integrationsvariable	-
γ	Wichte	$kg\ m^{-2}\ s^{-2}$
γ_{EU}	Eulersche-Konstante	-
γ_K	Korrekturfaktor zur Bauform der Messvorrichtung	-
δ_{xy}	Kronecker-Delta	-
Δh	Energiehöhendifferenz	m
Δl	durchströmte Länge (Fließweg)	m
ΔT_{SF}	Temperaturdifferenz der Phasen im Porengrößenbereich	K
ΔT_{REV}	Temperaturdifferenz innerhalb des REV	K
ΔT_L	Temperaturdifferenz innerhalb der betrachteten Systemgrenzen	K
ε	Emissionsverhältnis	-
κ_0	Wellenzahl des einfallenden Lichts	m^{-1}
κ_k	Verschiebung der Wellenzahl	m^{-1}
λ	Wärmeleitfähigkeit	$W\ m^{-1}\ K^{-1}$
λ_W	Wellenlänge	m
ρ	Dichte	$kg\ m^{-3}$
ρ_d	Trockendichte des Bodens	$kg\ m^{-3}$
ρ_r	Dichte des wassergesättigten Bodens	$kg\ m^{-3}$
ρ_α	Partialdichte	$kg\ m^{-3}$
$\rho_{\alpha,R}$	reale Dichte	$kg\ m^{-3}$
σ	Stefan-Boltzmann-Konstante	$W\ m^{-2}\ K^{-4}$
φ_α	Mehrphasenkörper	-

Abkürzungsverzeichnis

Abkürzung	Bedeutung
Aus	Austausch
cu	Kupfer
disp	dispersiv
DTS	Distributed Temperature Sensing
EAG	Empfehlung des Arbeitskreises Geothermie
eff	effektiv
EGRT	Enhanced Geothermal Response Test
F	Fluid, flüssige Phase
FDM	Finite-Differenzen-Methode
FEM	Finite-Elemente-Methode
G	Gasphase
GFV	Grundwasserfluss-Visualisierung
GRT	Geothermal Response Test
GOK	Geländeoberkante
GtK	Geothermische Kategorie
h	hydromechanisch
HW	Haftwasser
kin	kinetisch
kond	konduktiv
konst	konstant
Konst	Konstante
konv	konvektiv
LTE	lokales thermisches Gleichgewicht
LTNE	lokales thermisches Ungleichgewicht
min	mindest
Mittel	Mittelwert
Obr	Oberer Extremfall
OTDR	optical time domain reflection
öl	Silikonöl
P	Poren
parallel	Parallelschaltung
pot	potentiell
PV	Pumpversuch
PVC	Polyvinylchlorid
R	real
rad	radiativ
Reihe	Reihenschaltung
REV	repräsentatives Elementarvolumen
S	Solid, Festkörpermatrix
sa	Sand
schw	schwarz
spez	spezifisch
Unt	Unter Extremfall
Vol	volumetrisch
w	wahr

Literaturverzeichnis

- Aguilar-Madera, C. G., F. J. Valdés-Parada, B. Goyeau und J. Alberto Ochoa-Tapia (2011). One-domain approach for heat transfer between a porous medium and a fluid. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 54(9-10): 2089-2099.
- Al-Khoury, R. und P. G. Bonnier (2006). Efficient finite element formulation for geothermal heating systems. Part II: transient. *International Journal for Numerical Methods in Engineering* 67(5): 725-745.
- ANSYS Europe Ltd (2009). ANSYS Workbench User 's Guide, Release 12.1.
- Anzelius, A. (1926). Über Erwärmung vermittelt durchströmender Medien. *ZAMM. Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik* 6(4): 291-294.
- Arslan, M. U. (1980). Zur Frage des elastoplastischen Verformungsverhaltens von Sand.
- Assmann, P. (1957). Der geologische Aufbau der Gegend von Berlin, Zugleich als Erläuterung zur geologischen Karte und Baugrundkarte von Berlin (West) im Maßstab 1:10000.
- Austin, W. (1998). Development of an in-situ system for measuring ground thermal properties. MSc Thesis, OSU: 164.
- Barnoski, M. K. und S. M. Jensen (1976). Fiber waveguides: a novel technique for investigating attenuation characteristics. *Applied Optics* 15(9): 2112-2115.
- Bauer, D. (2012). Zur thermischen Modellierung von Erdwärmesonden und Erdsonden-Wärmespeichern, Universitätsbibliothek der Universität Stuttgart.
- Baytas, A. C. (2003). Thermal non-equilibrium natural convection in a square enclosure filled with a heat-generating solid phase, non-Darcy porous medium. *International Journal of Energy Research* 27(10): 975-988.
- Bear, J. (1972). Dynamics of fluids in porous media. New York, Elsevier.
- Beier, M. (2008). Urbane Beeinflussung des Grundwassers: Stoffemissionen und -immissionen am Beispiel Darmstadts.
- Bernier, M. A. (2001). Ground-Coupled Heat Pump System Simulation. ASHRAE. American Society of Heating, Refrigerating and Air Conditioning Engineers Transactions. 107 PART.(1991): 605-616.
- Bertsch, W. (1978). Die Koeffizienten der longitudinalen und transversalen hydrodynamischen Dispersion - ein Literaturüberblick, Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen.
- Beyer, W. (1964). Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilungskurve. *Wasserwirtschaft-Wassertechnik* 14 H. 6: 165-168.
- Białas, Z. und A. S. Kleczkowski (1970). O przydatno 'sci niektórych wzorów empirycznych dla okre 'slenia współczynnika filtracji k. Über den praktischen Gebrauch von einigen empirischen Formeln zur Bestimmung des Durchlässigkeitskoeffizienten k. *Archiwum Hydrotechniki* 17(3): 405-417.

-
- Biot, M. A. (1941). General Theory of Three- Dimensional Consolidation. *Journal of Applied Physics* 12.
- Birch, F. und H. Clark (1940). The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition; Part I + II. *American Journal of Science* 238(9): 529-558; 613-635.
- Blackwell, J. H. (1954). A Transient Flow Method for Determination of Thermal Constants of Insulating Materials in Bulk Part I - Theory. *Journal of Applied Physics* 25(2): 137-144.
- BMU (2011). Entwicklung der erneuerbaren Energien in Deutschland im Jahr 2011, Grafiken und Tabellen, Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit.
- BMWi und BMU (2011). Energiekonzept für eine umweltschonende, zuverlässige und bezahlbare Energieversorgung, Bundesministerium für Wirtschaft und Technologie (BMWi) Öffentlichkeitsarbeit, Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) Abteilung K I.
- Boer, R. d. (1998). Theory of Porous Media — Past and Present. *ZAMM. Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik* 78(7): 441-466.
- Boer, R. d. und W. Ehlers (1986). Theorie der Mehrkomponentenkontinua mit Anwendung auf bodenmechanische Probleme. Teil I, Forschungsberichte aus dem Fachbereich Bauingenieurwesen, Heft 40.
- Bozdağ, Ş., B. Turgut, H. Paksoy, D. Dikici, M. Mazman und H. Evliya (2008). Ground water level influence on thermal response test in Adana, Turkey. *International Journal of Energy Research* 32(7): 629-633.
- Bozzoli, F., G. Pagliarini, S. Rainieri und L. Schiavi (2011). Estimation of soil and grout thermal properties through a TSPEP (two-step parameter estimation procedure) applied to TRT (thermal response test) data. *Energy* 36(2): 839-846.
- Brehm, D. R. (1989). Entwicklung, Validierung und Anwendung eines dreidimensionalen, strömungsgekoppelten finite Differenzen-Wärmetransportmodells, Lenz.
- Carbonell, R. G. und S. Whitaker (1984). Heat and mass transfer in porous media. J. Bear and M.Y. Corapcioglu, Editors, *Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media*, Martinus Nijhoff, Dordrecht, The Netherlands: 123–198.
- Carslaw, H. S. und J. C. Jaeger (1959). *Conduction of heat in solids*. London [u.a.], Clarendon Press.
- Chiasson, A. D. (1999). *Advances in modeling of ground-source heat pump systems*, Oklahoma State University.
- Chiasson, A. D., S. J. Rees und J. D. Spitler (2000). A preliminary assessment of the effects of groundwater flow on closed-loop ground source heat pump systems. *ASHRAE. American Society of Heating, Refrigerating and Air Conditioning Engineers Transactions*. 106(1): 380-393.
- Clausen, H. (2008). Durchführung von Simulationsrechnungen zum Einfluss verschiedener Randbedingungen auf die thermische Leistungsfähigkeit von Erdwärmesonden. *Otti Anwender Forum Oberflächennahe Geothermie 2008*, Kloster Banz.

-
- Clauser, C. (2003). Numerical Simulation of Reactive Flow in Hot Aquifers. Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg.
- Coelho, L., R. Cerdeira, J. Garcia, B. Sanner, M. Abry und C. Karytsas (2010). Development and Demonstration of Ground Coupled Heat Pumps of High Technology. Proceedings World Geothermal Congress 2010 Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.
- Cooper, C. A., R. J. Glass und S. W. Tyler (1997). Experimental investigation of the stability boundary for double-diffusive finger convection in a Hele-Shaw cell. Water Resources Research 33(4): 517-526.
- Cooper, H. H. und C. E. Jacob (1946). A Generalized Graphical Method of Evaluating Formation Constants and Summarizing Well-field History. American Geophysical Union Transactions 27.
- Dakin, J. P., D. J. Pratt, G. W. Bibby und J. N. Ross (1985). Distributed optical fibre Raman temperature sensor using a semiconductor light source and detector. Electronics Letters 21(13): 569-570.
- Darcy, H. (1856). Les fontaines publiques de la ville de Dijon : Exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau; ouvrage terminé par un appendice relatif aux fournitures d'eau de plusieurs villes au filtrage des eaux et a la fabrication des tuyaux de fonte, de plomb, de tole et de bitume. Paris, Victor Dalmont, Libraire des Corps imperiaux des ponts et chaussées et des mines.
- de Marsily, G. (1986). Quantitative hydrogeology: Groundwater hydrology for engineers. Orlando u.a., Academic Press.
- de Vries, D. A. (1952). A Nonstationary Method for Determining Thermal Conductivity of Soil in Situ. Soil Science 73(2): 83-90.
- Delaunay, B. (1934). Sur la sphere vide. Bulletin of Academy of Sciences of the USSR: 793-800
- Diao, N., Q. Li und Z. Fang (2004). Heat transfer in ground heat exchangers with groundwater advection. International Journal of Thermal Sciences 43(12): 1203-1211.
- Diersch, H.-J. (2005). FEFLOW finite element subsurface flow and transport simulation system, reference manual. WASY, Institute for Water Resources Planning and Systems Research, Berlin.
- DIN-4107-1 (2010). Geotechnische Messungen – Teil 1: Grundlagen. Berlin, Beuth.
- DIN-18126 (1996). Baugrund, Untersuchung von Bodenproben, Bestimmung der Dichte nichtbindiger Böden bei lockerster und dichtester Lagerung. Berlin, Beuth.
- DIN-18127 (2011). Baugrund, Untersuchung von Bodenproben - Proctorversuch. Berlin, Beuth.
- DIN-18130-1 (1998). Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwertes. Berlin, Beuth.
- DIN-18196 (2011). Erd- und Grundbau – Bodenklassifikation für bautechnische Zwecke. Berlin, Beuth.
- DIN-66137-2 (2004). Partikelmesstechnik - Bestimmung der Dichte fester Stoffe - Teil 2: Gaspyknometrie. Berlin, Beuth.

-
- DIN-EN-12831 (2003). Heizungssysteme in Gebäuden - Verfahren zur Berechnung der Norm-Heizlast. Berlin, Beuth.
- DIN-EN-60751 (2009). Industrielle Platin-Widerstandsthermometer und Platin-Temperatursensoren (IEC 60751:2008); Deutsche Fassung EN 60751:2008. Berlin, Beuth.
- DIN-EN-ISO-14688-1 (2011). Geotechnische Erkundung und Untersuchung - Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Boden, Teil 1: Benennung und Beschreibung Berlin, Beuth.
- Dixon, A. G. und D. L. Cresswell (1979). Theoretical prediction of effective heat transfer parameters in packed beds. *AIChE. American Institute of Chemical Engineers* 25(4): 663-676.
- Do, S. L. und J. S. Haberl (2010). A Review of Ground Coupled Heat Pump Models Used in Whole-Building Computer Simulation Programs. *Proceedings 17th Symposium for Improving Building Systems in Hot and Humid Climates*, Austin Texas, 24-25. August 2010.
- Eklöf, C. und S. Gehlin (1996). TED - a mobile equipment for thermal response test. *MSc Thesis*, Lulea University of Technology: 62.
- Elder, J. W. (1967). Steady free convection in a porous medium heated from below. *Journal of Fluid Mechanics* 27: 29-48.
- Eskilson, P. (1987). Thermal analysis of heat extraction boreholes. Lund, Grahns Boktryckeri AB.
- Euler, L. (1768). *Theoria motus corporum solidorum seu regidorum*, litteris et impensis A.F. Röse. Rostochi et Gryhiswaldiae.
- Farouki, O. (1986). Thermal properties of soils, *Trans Tech*, Vol. 11.
- Farries, M. C. und A. J. Rogers (1984). Distributed Sensing Using Stimulated Raman Action in a Monomode Optical Fibre. *Proceedings 2nd International Conference on Optical - fibre Sensors*, Stuttgart: 121 - 132.
- fesa e. V. (2005). Geothermie am Oberrhein - Leitfaden und Marktführer für eine zukunftsfähige Energieform.
- Festag, G. (2003). Experimentelle und numerische Untersuchungen zum Verhalten von granularen Materialien unter zyklischer Beanspruchung. Darmstadt, Institut für Geotechnik [u.a.].
- Fillunger, P. (1936). *Erdbaumechanik*. Selbstverlag des Verfassers, Vienna.
- Flemisch, B., F. Bode und J. Braun (2011). Thermisch genutzte P&T-Anlagen - Potentiale und Risiken. *VEGAS-Kolloquium 2011, Flache Geothermie – Perspektiven und Risiken*, 6. Oktober 2011, Stuttgart, Eigenverlag, Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart: 57-61.
- Fuchs, S. (2010). Deterministische kf-Wert-Schätzung nach petrographischer Bohrgutansprache. *Grundwasser* 15(3): 177-189.
- Fürst, M. (1980). Hydrogeologische und hydroökologische Untersuchungen im Zuge der geplanten Ostumgehung von Darmstadt. *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen* 9: 87-116.

-
- Gehlin, S. (2002). Thermal Response Test - Method development and evaluation, Lulea University of Technology, Department of Environmental Engineering, Division of Water Resources Engineering.
- Gehlin, S. und P. E. Hellström (2003). Comparison of four models for thermal response test evaluation. ASHRAE. American Society of Heating, Refrigerating and Air Conditioning Engineers Transactions. 109 (1): 1–12.
- Gibbs, J. W. (1877). On the Equilibrium of Heterogeneous Substances Transactions of the Connecticut Academy of Arts and Sciences. 3: 108-248, 343-524.
- Glück, B. (2008). Simulationsmodell „Erdwärmesonden“ zur wärmetechnischen Beurteilung von Wärmequellen, Wärmesenken und Wärme-/Kältespeichern.
- Greifenhagen, G. (2000). Untersuchungen zur Hydrogeologie des Stadtgebietes Darmstadt mit Hilfe eines Grundwasserinformationssystems unter Verwendung von einer Datenbank, Datenmodellierung und ausgewählten statistischen Methoden.
- Gustafsson, A. M. und S. Gehlin (2006). Thermal response test – power injection dependence. Proceedings Ecostock, 10th International Conference on Thermal Energy Storage, Richard Stockton College, New Jersey, U.S.A.
- Gustafsson, A. M. und L. Westerlund (2010). Multi-injection rate thermal response test in groundwater filled borehole heat exchanger. Renewable Energy 35(5): 1061-1070.
- Häfner, F. (1992). Wärme- und Stofftransport. Berlin u.a., Springer.
- Hähnlein, S., N. Molina-Giraldo, P. Blum, P. Bayer und P. Grathwohl (2010). Ausbreitung von Kältefahnen im Grundwasser bei Erdwärmesonden. Grundwasser 15(2): 123-133.
- Hartog, A. H. und D. N. Payne (1982). A fibre-optic temperature-distribution sensor. IEE Colloquium Optic Fibre Sensors.
- Hashin, Z. und S. Shtrikman (1962). A Variational Approach to the Theory of the Effective Magnetic Permeability of Multiphase Materials. Journal of Applied Physics 33(10): 3125-3131.
- Hawkins, A. J. und M. W. Becker (2012). Measurement of the spatial distribution of heat in a geothermal analog bedrock site using fiber optic distributed temperature sensing. Proceedings 37th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, CA: 188-192.
- Hazen, A. (1892). Some physical properties of sands and gravels, with special reference to their use in filtration. 24th Annual Rep., Massachusetts State Board of Health, Pub. Doc. No. 34: 539–556.
- Hecht-Méndez, J., N. Molina-Giraldo, P. Blum und P. Bayer (2010). Evaluating MT3DMS for Heat Transport Simulation of Closed Geothermal Systems. Ground Water 48(5): 741-756.
- Heinemann-Glutsch, B., E. Hurtig und P. Marschall (1994). Fluid logging with fixed probe arrays. Nagra Techn. Rep. NTB in: P. Marschall, S. Vomvris, Editors, Developments in Hydrotesting, Fluid Logging and Combined Salt/Heat Tracer experiments in the BK site (Phase III): 93-47.
- Heinrich, G. und K. Desoyer (1955). Hydromechanische Grundlagen für die Behandlung von stationären und instationären Grundwasserströmungen. Ingenieur-Archiv 24 II. Mitteilung.

-
- Hele-Shaw, H. S. (1897). Experiments on the nature of the surface resistance in pipes and on ships. Institution of Naval Architects Transactions 39: 145-156.
- Hellström, G. (1989). Duct ground heat storage model: Manual for computer code. Department of Mathematical Physics, University of Lund, Sweden.
- Hellström, G. und B. Sanner (2000). EED Earth Energy Designer, User manual, Version 2.0.
- Herth, W. (1973). Theorie und Praxis der Grundwasserabsenkung. Berlin [u.a.], Ernst.
- Hölting, B. und W. G. Coldewey (2008). Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie, Spektrum Akademischer Verlag.
- Hooper, F. C. und F. R. Lepper (1950). Transient heat flow apparatus for determination of thermal conductivity. Heating, Piping and Air Conditioning, Vol. 22, no. 8: 129-134.
- Huber, H., U. Arslan, J. Stegner und I. Sass (2011). Experimental and numerical modelling of geothermal energy transport. Proceedings 13th International Conference of the International Association for Computer Methods and Advances in Geomechanics (IACMAG 2011). Melbourne, Australia. 1: 455-459.
- Huebner, K. H. (1975). The finite element method for engineers. New York [u.a.], Wiley.
- Hurtig, E., J. Schrötter, S. Großwig, K. Kühn, B. Harjes, W. Wieferig und R. P. Orrell (1993). Borehole temperature measurements using distributed fibre optic sensing. Scientific Drilling, 3: 283–286.
- Ingersoll, L. R. und H. J. Plass (1948). Theory of the ground heat pipe heat source for the heatpump. Transactions of the American Society of Heating and Ventilating Engineers.
- Jaumann, G. (1911). Geschlossenes System physikalischer und chemischer Differentialgesetze. Sitzungsber. Akad. Wiss. (Wien), Math.- Naturwiss. Kl., Abt. IIa 120: 285 – 530.
- Javed, S., J. D. Spitler und P. Fahlen (2011). An experimental investigation of the accuracy of thermal response tests used to measure ground thermal properties. ASHRAE. American Society of Heating, Refrigerating and Air Conditioning Engineers Transactions.
- Kaltschmitt, M., E. Huenges und H. Wolff (1999). Energie aus Erdwärme. Stuttgart, Dt. Verl. für Grundstoffindustrie.
- Käss, W. (1992). Geohydrologische Markierungstechnik. Berlin ; Stuttgart, Gebr. Borntraeger.
- Katsura, T., K. Nagano, S. Hori und T. Okawada (2009a). Investigation of groundwater flow effect on the thermal response test result. Proceedings 11th Energy Conservation Thermal Energy Storage Conference Effstock 2009, Stockholm.
- Katsura, T., K. Nagano, S. Takeda und K. Shimakura (2006). Heat transfer experiment in the ground with ground water advection. Proceedings 10th Energy Conservation Thermal Energy Storage Conference Effstock 2006. Stockholm.
- Katsura, T., Y. Nakamura, S. Hori, T. Okawad und N. K (2009b). Evaluation Method of Ground Water Velocity Applying the Gradient of Thermal Response. Proceedings 11th Energy Conservation Thermal Energy Storage Conference Effstock 2009, Stockholm.

-
- Kavanaugh, S. P. (1985). Simulation and experimental verification of vertical ground-coupled heat pump systems.
- Kaviany, M. (1991). Principles of heat transfer in porous media / M. Kaviany. New York, Springer.
- Kempe, S., J. Strassenburg, S. Belzer, H.-V. Henschel und K. Fahlbusch (2001). Der Darmstädter Granodiorit im Stollen unter der Dieburger Straße, Mathildenhöhe, Darmstadt (Exkursion B1 am 17. und B2 am 21. April 2001). Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins 83: 51-63.
- Khashan, S. A., A. M. Al-Amiri und I. Pop (2006). Numerical simulation of natural convection heat transfer in a porous cavity heated from below using a non-Darcian and thermal non-equilibrium model. International Journal of Heat and Mass Transfer 49(5-6): 1039-1049.
- Kipp, K. L. (1987). HST3D: A computer code for simulation of heat and solute transport in three-dimensional ground-water flow systems, U.S. Geological Survey, Water Resources Investigations Report 86-4095.
- Klaas, N., G. Bisch und J. Braun (2011). In-situ-Mess- und Monitoringtechniken bei Geothermieranlagen. VEGAS-Kolloquium 2011, Flache Geothermie – Perspektiven und Risiken, 6. Oktober 2011, Stuttgart, Eigenverlag, Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart: 63-71.
- Kleiner, S. (2003). Untersuchungen zur Optimierung von Erdwärmesondenanlagen -petrophysikalische Messungen und numerische Simulationen.
- Klocke, H. J. (1966). Wärmeleitfähigkeit flüssigkeitsdurchströmter Schüttungen. Karlsruhe, Institut für Bodenmechanik und Felsmechanik.
- Klotz, D. (1973). Untersuchungen zur Dispersion in porösen Medien. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 124: 523-533.
- Kohl, T. (1992). Modellsimulation gekoppelter Vorgänge beim Wärmeentzug aus heissem Tiefengestein. Zürich.
- Köhler, H. P. (1965). Ein kombiniertes Verfahren zur Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes von Sand- und Kiesgemischen für Wasser aus Siebproben. Bergbautechnik 15: 338-342.
- Kölbel, T. (2010). Grundwassereinfluss auf Erdwärmesonden: Geländeuntersuchungen und Modellrechnungen. Dissertation an der Fakultät für Bau-, Geo- und Umweltwissenschaften des Karlsruher Instituts für Technologie KIT: 166.
- Königlich Preußische Geologische Landesanstalt Berlin (1985). Erläuterungen zur geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Strausberg 1:25000. Berlin.
- Konikow, L. F. (1996). Numerical models of groundwater flow and transport. Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrogeology, International Atomic Energy Agency Rept. IAEA-TECDOC-910, Vienna, Austria: 59-112.
- Kowalew, W. (2012). Errichtung einer Versuchsanlage für einen Feldtest verschiedener Erdwärmesondentypen, Technische Universität Darmstadt, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Fachgebiet Angewandte Geothermie, unveröffentlichte Diplomarbeit.

-
- Kuhn, C., J. H. Meyer und J. Stahlmann (2004). Numerische Modellierung eines Erdwärmesondenspeichers. 22. CAD-FEM User`s Meeting, 10.-12. November 2004, Dresden.
- Kuwahara, F., M. Shirota und A. Nakayama (2001). A numerical study of interfacial convective heat transfer coefficient in two-energy equation model for convection in porous media. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 44(6): 1153-1159.
- Kwan, H., D. Rees und I. Pop (2008). Finite Péclet number forced convection past a sphere in a porous medium using a thermal nonequilibrium model. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 44(11): 1391-1399.
- Lang, D. (2008). Durchlässigkeit von Böden. Hamburg, Diplomica-Verl.
- Langguth, H.-R. (1980). Hydrogeologische Methoden. Berlin [u.a.], Springer.
- LBGR Brandenburg (2012). Ausschnitt aus der hydrogeologischen Karte Brandenburg, Topographische Kartengrundlage TK300 bzw. TK50.
- Lee, C. K. und H. N. Lam (2007). Effects of Groundwater Flow Direction on Performance of Ground Heat Exchanger Borefield in Geothermal Heat Pump Systems Using 3-D Finite Difference Method. *Building Simulation*: 337-341.
- Lee, J., I. Shivakumara und M. Ravisha (2011). Effect of Thermal Non-Equilibrium on Convective Instability in a Ferromagnetic Fluid-Saturated Porous Medium. *Transport in Porous Media* 86(1): 103-124.
- Lehr, C. und I. Sass (2010). Fortschritte bei der Auswertung von Thermal Response Test durch Anwendung der Zylinderquellen-Theorie. *Der Geothermiekongress 2010*. Karlsruhe.
- Malashetty, M., I. Shivakumara, S. Kulkarni und M. Swamy (2006). Convective Instability of Oldroyd-B Fluid Saturated Porous Layer Heated from Below using a Thermal Non-equilibrium Model. *Transport in Porous Media* 64(1): 123-139.
- Malm, F., H. Deckert, C. Pohl und T. Langshausen (2010). Qualitätssicherung bei Erdwärmesondensfeldern für Heiz- und Kühlzwecke und Überprüfung ihrer Effizienz im Ziel 2 Gebiet, Abschlussbericht.
- Marcotte, D. und P. Pasquier (2008). On the estimation of thermal resistance in borehole thermal conductivity test. *Renewable Energy* 33(11): 2407-2415.
- Matthew, T. (2010). Aqua3D - User Manual. University of Connecticut - Underwater sensor network lab.
- Metzger, T., S. Didierjean und D. Maillet (2004). Optimal experimental estimation of thermal dispersion coefficients in porous media. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 47(14-16): 3341-3353.
- Mogensen, P. (1983). Fluid to Duct Wall Heat Transfer in Duct System Heat Storages. *Proceedings International Conference on Subsurface Heat Storage in Theory and Practice*: 652-657.
- Nagano, K., T. Mochida und K. Ochifuji (2002). Influence of natural convection on forced horizontal flow in saturated porous media for aquifer thermal energy storage. *Applied Thermal Engineering* 22(12): 1299-1311.

-
- Nickel, E. (1985). Odenwald. Berlin [u.a.], Borntraeger.
- Nield, D. A., A. V. Kuznetsov und M. Xiong (2002). Effect of local thermal non-equilibrium on thermally developing forced convection in a porous medium. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 45(25): 4949-4955.
- Nientiedt, D. (2001). Grundwasserströmungsmessungen in einem Porengrundwasserleiter im Norden von Köln. Diplomarbeit, Univ. Köln.
- Ott, T. (2009). surPLUShome1, Thomas Ott Fotografie.
- Pahud, D., T. Kohl, T. Mégel und R. Brenni (2002). Langzeiteffekt von Mehrfach-Erdwärmesonden, Schlussbericht. Bundesamt für Energie.
- Pannike, S., M. Kölling, H. D. Schulz, B. Panteleit, J. Reichling und V. Scheps (2006). Auswirkung hydrogeologischer Kenngrößen auf die Kältefahren von Erdwärmesondenanlagen in Lockersedimenten. *Grundwasser* 11(1): 6-18.
- Parker, W. (1961). Flash Method of Determining Thermal Diffusivity, Heat Capacity, and Thermal Conductivity. *Journal of Applied Physics* 32(9): 1679.
- Polyaev, V. M., A. P. Mozhaev, B. M. Galitseysky und A. L. Lozhkin (1996). A study of internal heat transfer in nonuniform porous structures. *Experimental Thermal and Fluid Science* 12(4): 426-432.
- Popov, Y. A., D. F. C. Pribnow, J. H. Sass, C. F. Williams und H. Burkhardt (1999). Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning. *Geothermics* 28(2): 253-276.
- Prinz, H. und R. Strauß (2011). Ingenieurgeologie, Spektrum Akademischer Verlag.
- Quintard, M. und S. Whitaker (1995). Local thermal equilibrium for transient heat conduction: theory and comparison with numerical experiments. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 38(15): 2779-2796.
- Quintard, M. und S. Whitaker (1996). Transport in chemically and mechanically heterogeneous porous media. I: Theoretical development of region-averaged equations for slightly compressible single-phase flow. *Advances in Water Resources* 19(1): 29-47.
- Rech, M. (2000). Untersuchungen zur horizontalen Strömung in Brunnenfilterrohren nach DIN 4925. Universität Köln, unveröffentlichte Diplomarbeit.
- Rees, D. A. S., A. P. Bassom und P. G. Siddheshwar (2008). Local thermal non-equilibrium effects arising from the injection of a hot fluid into a porous medium. *Journal of Fluid Mechanics* 594: 379-398.
- Rees, D. A. S. und I. Pop (2005). Local thermal nonequilibrium in porous medium convection. *Transport phenomena in porous media*, Pergamon Press, Oxford vol 3: 147-173.
- Reuß, M., M. Pröll und R. Koenigsdorff (2009). Qualitätssicherung von Erdwärmesonden zum Heizen und Kühlen. Statusseminar Forschung für Energieoptimiertes Bauen (EnOB), 30.06.-02.07.2009, Würzburger Residenz.: 137-144.
- Ricken, T. (2002). Kapillarität in porösen Medien. Aachen, Shaker.

-
- Rogers, A. J. (1988). Distributed optical-fibre sensors for the measurement of pressure, strain and temperature. Amsterdam, North-Holland.
- Rohner, E., L. Rybach und U. Schärli (2005). A new, small, wireless instrument to determine ground thermal conductivity in-situ for borehole heat exchanger design. Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 24.-29. April 2005.
- Rosenthal, D. (1946). The Theory of Moving Sources of Heat and Its Application to Metal Treatments. ASME. American Society of Mechanical Engineers Transactions, Journal of Computational and Applied Mathematics, 68: 849–866.
- Rüther, J. (2009). Erdwärmesondenbohrungen TU Lichtwiese, Technische Universität Darmstadt, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Fachgebiet Ingenieurgeologie und Geothermisches Labor, unveröffentlichte Studienarbeit.
- Sanner, B., G. Hellström, J. D. Spitler und S. Gehlin (2005). Thermal Response Test – Current Status and World-Wide Application. Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 24.-29. April 2005.
- Sanner, B., E. Mands und M. K. Sauer (2003). Larger geothermal heat pump plants in the central region of Germany. Geothermics 32(4-6): 589-602.
- Sass, J. H., A. H. Lachenbruch und R. J. Munroe (1971). Thermal Conductivity of Rocks from Measurements on Fragments and its Application to Heat-Flow Determinations. J. Geophys. Res. 76(14): 3391-3401.
- Scheidegger, A. E. (1957). On the Theory of Flow Phases in Porous Media. Proceedings IUGG General Assembly. Toronto. 2: 236-242.
- Schöttler, M. (1997). Meßbarkeit der Grundwasserbewegung durch Visualisierung der Strömung in Bohrbrunnen. Aachen.
- Schroeder, J. H. (1993). Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg. No.1: Die Struktur Rüdersdorf. 2. erweiterte Auflage.
- Schumann, T. E. W. (1929). Heat transfer: A liquid flowing through a porous prism. Journal of the Franklin Institute 208(3): 405-416.
- Schwarz, H. R. (2011). Numerische Mathematik. Wiesbaden, Vieweg + Teubner.
- Seelheim, F. (1880). Methoden zur Bestimmung der Durchlässigkeit des Bodens. Zeitschrift für Analytische Chemie 19: 387–418.
- Seiler, K.-P. (1973). Durchlässigkeit, Porosität und Kornverteilung quartärer Kies-Sand-Ablagerungen des Bayerischen Alpenvorlandes. GWF/Wasser-Abwasser 114 8: 353–400.
- Selker, J. S., L. Thévenaz, H. Huwald, A. Mallet, W. Luxemburg, N. van de Giesen, M. Stejskal, J. Zeman, M. Westhoff und M. B. Parlange (2006). Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. Water Resources Research 42(12): W12202.
- Sharma, S. K., A. Seki, S. M. Angel und D. G. Garvis (1990). Field testing of an optical fiber temperature sensor in a geothermal well. Geothermics 19:3: 285-294.

-
- Shivakumara, I., A. Mamatha und M. Ravisha (2010). Boundary and thermal non-equilibrium effects on the onset of Darcy–Brinkman convection in a porous layer. *Journal of Engineering Mathematics* 67(4): 317-328.
- Shonder, J. A. und J. V. Beck (1999). Determining effective soil formation thermal properties from field data using a parameter estimation technique.
- Sichardt, W. (1927). Das Fassungsvermögen von Rohrbrunnen und seine Bedeutung für die Grundwasserabsenkung, insbesondere für größere Absenkungstiefen. Berlin, Springer.
- Signorelli, S., S. Bassetti, D. Pahud und T. Kohl (2007). Numerical evaluation of thermal response tests. *Geothermics* 36(2): 141-166.
- Soto, M., P. Sahu, S. Faralli, G. Sacchi, G. Bolognini, F. Di Pasquale, B. Nebendahl und C. Rueck (2007). High performance and highly reliable Raman-based distributed temperature sensors based on correlation-coded OTDR and multimode graded-index fibers. *Proceedings SPIE. International society for optics and photonics* 6619(1): 66193B.
- Sozen, M. und K. Vafai (1990). Analysis of the non-thermal equilibrium condensing flow of a gas through a packed bed. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 33(6): 1247-1261.
- Spitler, J. D., J. R. Simon und A. D. Chiasson (1999). Incorporation of groundwater flow into numerical models and design models. Oklahoma State University.
- Spraragen, W. und G. E. Claussen (1937). Temperature distribution during welding — A review of the literature to January 1, 1937. *Welding Journal Research Supply* 16: 4–10.
- Stefan, J. (1871). Über das Gleichgewicht u. die Bewegung, insbesondere die Diffusion von Gasmengen. (Wien), Kaiserliche Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung IIa.
- Strausberger Eisenbahn GmbH (2009). Vorstudie für eine Machbarkeitsstudie Stabilisierung des Wasserhaushaltes des Straussee. 41.
- Sutton, M. G., D. W. Nutter und R. J. Couvillion (2003). A Ground Resistance for Vertical Bore Heat Exchangers With Groundwater Flow. *Journal of Energy Resources Technology* 125(3): 183-189.
- Truesdell, C. (1957). Sulle basi della termodinamica delle miscele. *Rend. Accad. Naz. Lincei.* 44(8): 381-383.
- Vafai, K. und A. Amiri (1998). Non-Darcian effects in confined forced convective flows. *Transport Phenomena in Porous Media. B. I. Derek and P. Iacono. Oxford, Pergamon:* 313-329.
- VDI-4640-1 (2010). Thermische Nutzung des Untergrunds - Grundlagen, Genehmigungen, Umweltaspekte. Berlin, Beuth.
- VDI-4640-2 (2001). Thermische Nutzung des Untergrunds - Erdkoppelte Wärmepumpenanlagen. Berlin, Beuth.
- VDI-4640-4 (2004). Thermische Nutzung des Untergrunds - Direkte Nutzungen. Berlin, Beuth.
- Verband Beratender Ingenieure (2012). VBI-Leitfaden Oberflächennahe Geothermie. Berlin, VBI.

-
- Verein Deutscher Ingenieure (2006). VDI-Wärmeatlas. Hrsg.: Verein Deutscher Ingenieure. Berlin [u.a.], Springer.
- Wagner, R. und C. Clauser (2001). Berechnung der Entzugsleistung einer Erdwärmesonde - Einfluss von Diffusivität, ihrer Temperaturabhängigkeit und Grundwasserströmung. Proceedings Workshop Geothermische Response Tests, 25.–26.10.2001, EPFL, Lausanne, pp. 89-99, Geothermische Vereinigung e. V., Geeste.
- Wagner, V., P. Bayer, M. Kübert und P. Blum (2012). Numerical sensitivity study of thermal response tests. *Renewable Energy* 41(0): 245-253.
- Wakao, N. (1982). Heat and mass transfer in packed beds. New York [u.a.], Gordon and Breach.
- Whitaker, S. (1983). Fundamental principles of heat transfer. Malabar, Fla., Krieger.
- Whitaker, S. (1991). Improved constraints for the principle of local thermal equilibrium. *Industrial & Engineering Chemistry Research* 30(5): 983-997.
- Witte, H. J. L. (2001). Geothermal Response test with Heat Extraction and Heat Injection: Examples of Application in Research and Design of Geothermal Ground Heat Exchangers. Europäischer Workshop über Geothermische Response Tests EPFL, Lausanne, 25.–26.10.2001.
- Witte, H. J. L. und A. J. van Gelder (2006). Geothermal Response Tests using controlled multi-power level heating and cooling pulses (MPL-HCP): quantifying ground water effects on heat transport around a borehole heat exchanger. Proceedings Ecstock, 10th International Conference on Thermal Energy Storage, Richard Stockton College, New Jersey, U.S.A.
- Witte, H. J. L., A. J. van Gelder und J. D. Spitler (2002). In Situ Measurement of Ground Thermal Conductivity : A Dutch Perspective. ASHRAE. American Society of Heating, Refrigerating and Air Conditioning Engineers Transactions. 108(1): 263-272.
- Woltman, R. (1794). Beyträge zur hydraulischen Architectur. Woltmann, Reinhard. Göttingen, Dieterich.
- Woodside, W. und J. H. Messmer (1961). Thermal Conductivity of Porous Media. II. Consolidated Rocks. *Journal of Applied Physics* 32(9): 1699-1706.
- Yavuzturk, C. und J. D. Spitler (1999). A Short Time Step Response Factor Model for Vertical Ground Loop Heat Exchangers. ASHRAE. American Society of Heating, Refrigerating and Air Conditioning Engineers Transactions. 105(2): 475-485.
- Ziegler, M. (2011). Erdwärmenutzung mit Hilfe von geothermisch wirksamen Abdichtungselementen an erdberührten Untergeschoßkonstruktionen im Grundwasser. Stuttgart, Fraunhofer-IRB-Verl.
- Zienkiewicz, O. C. (1971). Methode der finiten Elemente. Leipzig: Fachbuchverlag.
- Zieschang, J. (1961). Zur zulässigen Höchstbelastung eines Brunnens. *Zeitschrift für Angewandte Geologie* 7: 580-582.
- Zubair, S. M. und M. A. Chaudhry (1998). A unified approach to closed-form solutions of moving heat-source problems. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 33(5): 415-424.

Lebenslauf

21.07.1981	Geboren in Seeheim-Jugenheim
1988 – 1992	Grundschulbesuch der Tannenbergschule Seeheim
1992 – 2001	Besuch des Alten Kurfürstlichen Gymnasiums Bensheim
2001 – 2002	Zivildienst
2002 – 2007	Studium des Bauingenieurwesens an der Technischen Universität Darmstadt mit Abschluss Diplom-Ingenieur (TU)
2007 – 2010	Ingenieurtätigkeit bei der Prof. Dipl.-Ing. H. Quick - Ingenieure und Geologen GmbH Darmstadt
2007 – 2012	Wissenschaftlicher Mitarbeiter im Fachgebiet Geotechnik des Instituts für Werkstoffe und Mechanik im Bauwesen an der Technischen Universität Darmstadt